

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
im. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

# PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY.

KWARTALNIK  
2003, TOM 75, ZESZYT 4

JUBILEUSZOWY SIEDEMDZIESIĄTY PIĄTY TOM  
PIĘĆDZIESIĘCIOLECIE IGiPZ PAN



WARSZAWA 2003



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
im. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

# PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK  
2003, TOM 75, ZESZYT 4

JUBILEUSZOWY SIEDEMDZIESIĄTY PIĄTY TOM  
PIĘĆDZIESIĘCIOLECIE IGiPZ PAN



WARSZAWA 2003pl



RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZAK, TERESA CZYŻ, EAMONN J. JUDGE, KAZIMIERZ KĘYSIK,  
ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, TEOFIL LIJEWSKI, JACEK PASŁAWSKI,  
JANUSZ PASZYŃSKI, TADEUSZ STRYJAKIEWICZ, WOJCIECH WIDACKI

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: ZBIGNIEW TAYLOR  
CZŁONKOWIE: MAREK DEGÓRSKI  
ROMAN KULIKOWSKI  
JAN SZUPRYCZYŃSKI  
SEKRETARZ: LUDMIŁA KWIATKOWSKA

Adres Redakcji:  
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55  
Tel. 69 78 844; e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl

INDEKS 370894  
ISSN-0033-2143

Zeszyt zredagował  
JAN SZUPRYCZYŃSKI

Ark. wyd. 14,5	Oddano do składania w październiku 2003 r.
Ark. druk. 10,5	Druk ukończono w grudniu 2003 r.

Skład: KWADRAT Izabela Wolska, 01-925 Warszawa, ul. Maszewska 33 m. 26  
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa, 00-656 Warszawa, ul. Śniadeckich 8



## SPIS TREŚCI

### ARTYKUŁY

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Dec J., Ślusarczyk R. – Geomorfologiczne poznanie Tatr w świetle badań geofizycznych.....	509
Geomorphological research in the Tatra Mts. in the light of geophysical prospecting.....	523
Błażejczyk K. – Biotermiczne cechy klimatu Polski.....	525
Biothermal features of the climate of Poland.....	542
Roo-Zielińska E. – Gatunki roślin naczyniowych runa borów sosnowych jako wskaźniki przestrzennej zmienności niektórych charakterystyk klimatu i gleb w Europie Północnej i Środkowej.....	545
The species of vascular plants of herb layer of pine forest as indicators of climate characteristics and soil features in Northern and Central Europe.....	560
Grabińska B. – Endemizm kręgowców lądowych Europy.....	561
Endemicity of European terrestrial Vertebrates.....	576
Błaszkiewicz M. – Wybrane problemy późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji misjeziornych na wschodnim Pomorzu.....	579
Selected issues of the Late Glacial and Early Holocene evolution of lake basins in the eastern Pomerania (Poland).....	599
Kordowski J. – Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim.....	601
Internal structures and granulometry of lower Vistula valley overbank deposits in the Toruń and Unisław Basins.....	620

### SPRAWOZDANIA

Starkel L. – Równoległość badań paleogeograficznych i współczesnych procesów hydro-geomorfologicznych w działalności Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie.....	623
Paralell studies on palaeogeography and present-day hydrogeomorphological processes in the activity of the Department of Geomorphology and Hydrology IGSO PAS in Cracow.....	639

### WSPOMNIENIA

Ósemka młodych krakowiaków wśród pierwszej załogi Instytutu Geografii PAN (L. Starkel).....	641
---	-----

### KRONIKA

Krystyna Wit-Józwiak, 1922–2003 (L. Starkel).....	645
Marton Pecci, 1923–2003 (L. Starkel).....	647
XIX Kongres Balneologiczny – Szczawno Zdrój, 11–13 IX 2003 r. (B. Krawczyk).....	649
700 posiedzeń naukowych w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu (J. Szupryczyński).....	650





## Geomorfologiczne poznanie Tatr w świetle badań geofizycznych

*Geomorphological research in the Tatra Mts. in the light  
of geophysical prospecting*

**MARIA BAUMGART-KOTARBA, ADAM KOTARBA**

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, 31-018 Kraków, ul. św. Jana 22;  
e-mail: kotarba@zg.pan.krakow.pl

**JERZY DEC, RYSZARD ŚLUSARCZYK**

Zakład Geofizyki, Akademia Górniczo-Hutnicza, 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30;  
e-mail: dec@geol.agh.edu.pl slusar@geol.agh.edu.pl

**Zarys treści.** W celu poznania miąższości pokryw czwartorzędowych w Tatrach od połowy lat siedemdziesiątych XX wieku wykonywano badania geofizyczne. Płytkie sondowania sejsmiczne przyniosły wiedzę na temat zarówno miąższości osadów, jak i ich rodzaju. W skalnych dnach dolin Tatr Wysokich i Zachodnich stwierdzono istnienie licznych przegłębień, związanych z erozyjną pracą plejstoceńskich lodowców. Sondowania elektrooporowe dostarczyły argumenty do przyjęcia poglądu, że w Tatrach Wysokich istnieje współcześnie wieloletnia wyspowa zmarzlina.

**Słowa kluczowe:** badania refleksyjne, sondowania refrakcyjne, sondowania i profilowania elektrooporowe, osady czwartorzędowe, wieloletnia zmarzlina, Tatry.

### Wstęp

Poznanie rzeźby masywu tatrzańskiego oraz jej ewolucji było celem działań geografów i geologów od początku XIX wieku. Stanisław Staszic wędrując po Tatrach rozpoczął naukowe poznanie przyrody nieożywionej tych gór, zwracając uwagę nie tylko na budowę geologiczną i charakter rzeźby, lecz również na procesy geomorfologiczne. W badaniach wykonanych w ostatnich 200 latach dominowało jednak podejście kartograficzne.

Budowę wgłębną górotworu oraz osady czwartorzędowe interpretowano wykorzystując naturalne odsłonięcia skalne. Na obszarach krasowych dodatkowe możliwości badania wgłębnej budowy Tatr stwarzała speleologiczna penetracja systemów jaskiniowych. Głębokie wiercenia geologiczne nie były wykonywane z uwagi na ścisłą ochronę przyrody w Tatrzańskim Parku Narodowym.



Postęp w poznawaniu budowy wglębnej Tatr oraz miąższości utworów czwartorzędowych i rzeźby den dolin pod tymi utworami jest możliwy dzięki zastosowaniu metod geofizycznych, które w sposób wprawdzie pośredni, lecz nieinwazyjny w stosunku do naturalnego środowiska, pozwalają poszerzać naszą wiedzę o Tatrach. Postęp w konstrukcji sprzętu pomiarowego rzutuje bezpośrednio na możliwości wprowadzania nowych metod badawczych w badaniach geofizycznych. Ma to szczególne odniesienie do badań w terenach górskich, a więc i w Tatrach, gdzie miniaturyzacja sprzętu przy coraz lepszych parametrach pomiarowych ma priorytetowe znaczenie.

Trudne warunki pomiarowe w górach wynikające ze zróżnicowania rzeźby i skomplikowanej budowy tektonicznej przy potrzebie respektowania praw obowiązujących w terenach chronionych powodują, że metody geofizyczne są dość wolno wprowadzane do rozwiązywania aktualnych, ważnych problemów badawczych w zakresie geomorfologii i geologii czwartorzędu.

Na podstawie dotychczasowych doświadczeń w zakresie wprowadzania metod geofizycznych do problematyki związanej z badaniem Tatr wydaje się, że te metody mogą wnieść nowe informacje zarówno z zakresu kontaktów litologicznych i tektonicznych w dnach dolin wypełnionych utworami czwartorzędowymi, jak i w zakresie problematyki geomorfologicznej, glaciologicznej itp. Wynika to z aktualnych możliwości poznawczych tych metod, z zakresu przeprowadzonych badań i trudności w ich realizacji. Cele poznawcze powinny być tak sformułowane, aby przy aktualnych możliwościach badawczych można było uzyskać interpretowalną (zrozumiałą dla odbiorcy) informację.

Metody geofizyczne dostarczają informacje o strukturze górotworu na bazie rozkładu parametrów fizycznych, a wyjaśnienie ich relacji w odniesieniu do parametrów geomorfologicznych i geologicznych jest kwestią wiedzy i doświadczenia interpretatora. Dlatego najkorzystniejsze warunki do rozwiązywania zagadnień z zakresu nauk o Ziemi są wtedy, gdy istnieje współpraca już przy precyzowaniu problemu naukowego. Duża doza subiektywizmu w trakcie interpretacji może być ograniczona poprzez właściwie postawione zadanie badawcze.

Przydatność wyników badań geofizycznych w problematyce badań geomorfologicznych wynika z faktu, że w sposób bezinwazyjny można wyznaczyć przebieg i głębokość granic oddzielających sekwencje o określonych parametrach fizycznych oraz przedstawić przebieg tych granic na przekrojach.

W niniejszym artykule dokonujemy przeglądu dotychczasowych zastosowań badań geofizycznych w Tatrach, skupiając się na aspektach płytkiego rozpoznania i na tych badaniach, w których autorzy brali bezpośredni udział. Inicjatywa zastosowania metod geofizycznych w badaniach geomorfologicznych powstała w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie w latach siedemdziesiątych XX wieku. Zespół geofizyków Akademii Górniczo-Hutniczej podjął współpracę, której pokłosiem jest publikacja na temat morfologii podłoża skalnego w zagłębieniu końcowym lodowca w Dolinie Małej Łąki oraz

próba rozpoznania genezy osadów wypełniających to zagłębienie (Kotarba i inni, 1977). Stwierdzono w tej pracy istnienie 60–65-metrowego przegłębienia skalnego wypełnionego utworami glacialnymi, glaciofluwialnymi, fluwialnymi i jeziornymi oraz udokumentowano wcześniej wyrażane przypuszczenie, że u schyłku ostatniego zlodowacenia, gdy lodowiec wycofał się do wyższych położeń, w miejscu gdzie współcześnie znajduje się płaskie dno Wielkiej Polany istniało jezioro, w którym powstał subakwacyjny stożek napływowy. W końcowej fazie wypełniania zbiornika jeziornego nastąpiło wypełnienie dna doliny materiałem składanym przez wody proglaclalne. Było to pierwsze doświadczenie wspólnych badań, które pokazało, że sondowania geoelektryczne dają pozytywny wynik w płasko zalegających osadach, natomiast sondowania sejsmiczne refrakcyjne okazały się nieprzydatne w układach o ujemnych gradientach prędkości, gdy sprężyste utwory glaciofluwialne są podścielone utworami charakterystycznymi dla spokojnej sedymentacji jeziornej, w których następuje silne tłumienie i rozpraszanie fali sprężystej (ryc. 1). Przytoczone opracowanie było inspiracją do dalszych badań i zastosowań geofizyki w Tatrach. Prace podjęto w latach 1995–1997 w dolinach Białej Wody, Rybiego Potoku oraz Suche Wody. Uczestniczyli w nich pracownicy Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN (M. Baumgart-Kotarba, S. Kędzia, A. Kotarba) oraz Zakładu Geofizyki przy Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH (A. Bugajski, E. Czulak, J. Dec, J. Mościcki i R. Ślusarczyk). Ponadto zespół geofizyczny prowadził badania geomorfologiczno-geofizyczne w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Nawiązano tam współpracę z Katedrą Geomorfologii przy Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego (W. Dobiński, B. Gądek, B. Żogała). Poniżej przedstawiono główne kierunki badań i najważniejsze wyniki istotne dla geomorfologicznego poznania Tatr.

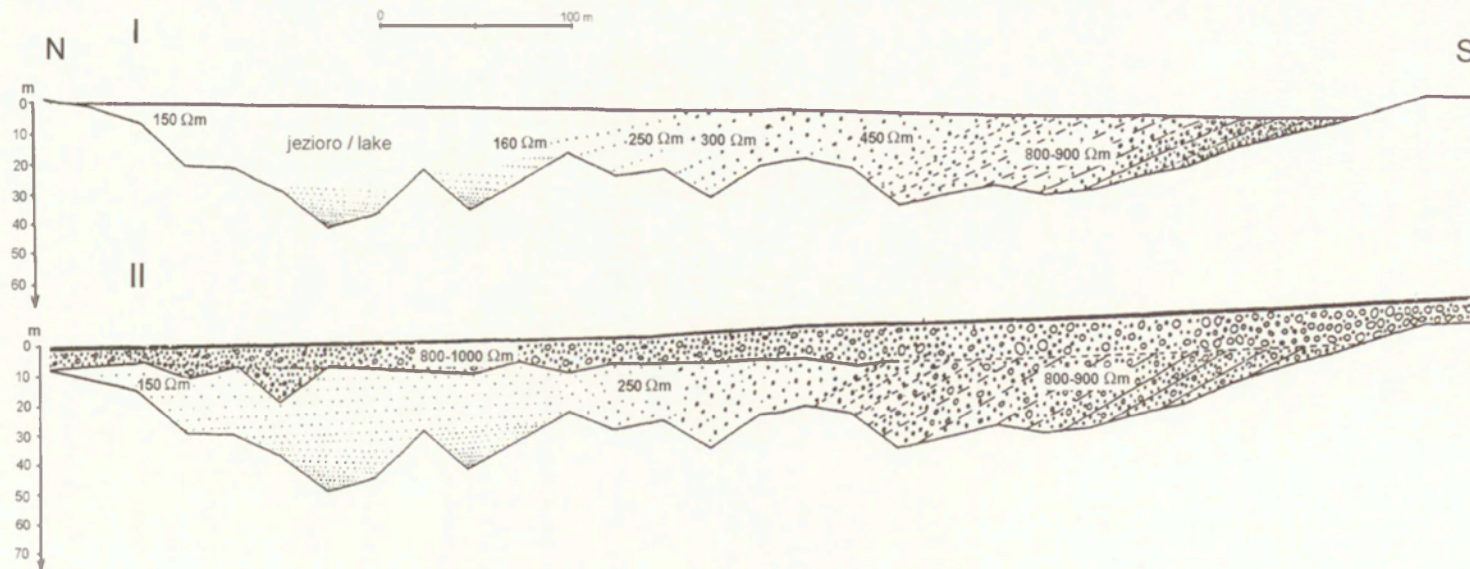
### **Badania konfiguracji podłoża skalnego stawów tatrzańskich**

Przeprowadzono badania mające na celu rozpoznanie morfologii podłoża osadów dennych, określenie miąższości osadów dennych i wyjaśnienie genezy stawów.

#### **Rozpoznanie morfologii podłoża osadów dennych**

Staw z osadami dennymi można przybliżyć modelem niecki o zwięzłym, sprężystym podłożu przykrytym osadami nieskonsolidowanymi o niewielkiej, zmiennej miąższości. Model taki może być rozpoznawany metodą sejsmiczną, gdyż strop podłoża stanowić będzie dobrą granicę sejsmiczną. W trakcie badań nastawionych na śledzenie fali załamanej na dnie stawu pokrytego osadami okazało się, że takiej fali nie zaobserwowano. Zjawisko to powiązано z nachyleniem dna oraz z rodzajem osadów dennych i w dalszych badaniach wykorzystywano tylko falę odbitą. Stwierdzono, że odbicia pochodzą od skonsolidowanego dna, a stosowany sposób wzbudzania fali sejsmicznej pozwalał na uzyskanie sygnału, na który





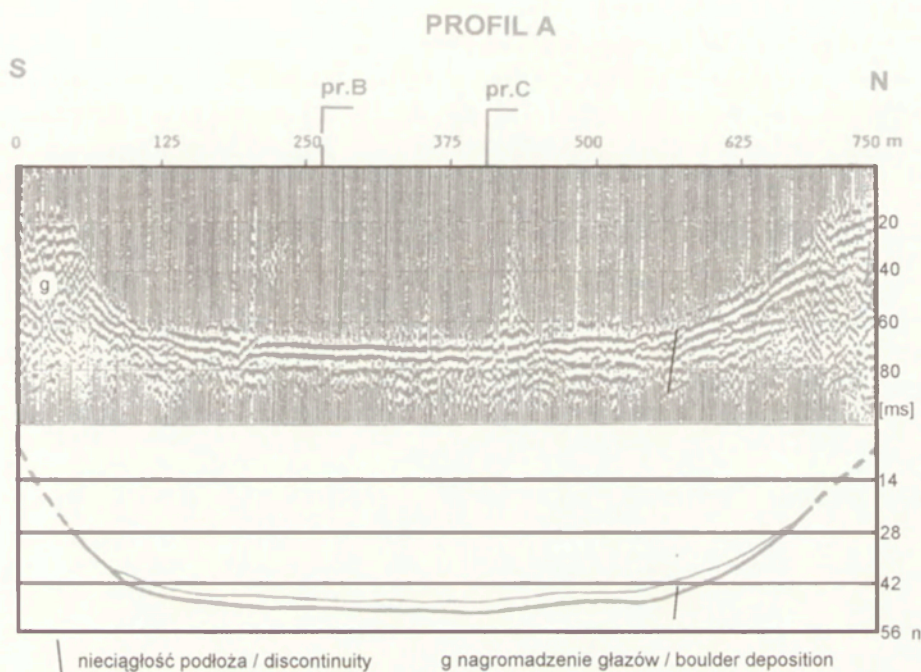
Ryc. 1. Rekonstrukcja faz wypełniania przegłębienia skalnego na Wielkiej Polanie w dolinie Małej Łąki na podstawie sondowań elektrycznych:  
I – faza sedimentacji deltowo-jeziornej, II – faza sedimentacji glacyjfluwialnej i fluwialnej (według: Kotarba i inni, 1977)

Reconstruction of the Mała Łąka valley depression in line with electric resistivity soundings:  
I – phase of proglacial delta and lake sedimentation, II – glacial/fluviol/fluvial sedimentation  
(after Kotarba et al., 1977)



osady denne nie miały wpływu. Na przekrojach sejsmicznych otrzymanych po przetworzeniu danych, widoczne jest ukształtowanie dna, miejsca prawdopodobnych dyslokacji oraz skupiska głazów staczających się do jeziora z okolicznych stoków skalnych.

Rycina 2 przedstawia przekrój sejsmiczny wzdłuż Morskiego Oka (S–N), z zaznaczoną głębokością dna. Widoczne są nagromadzenia głazów oraz przesunięcie pionowe występujące na 575 mb profilu.



Ryc. 2. Sejsmiczny refleksyjny profil podłużny wykonany w osi misy Morskiego Oka ilustrujący kształt podłoża skalnego i współczesnego dna jeziora (według: Baumgart-Kotarba i inni, 1996)

Longitudinal seismic reflection profile along the axis of the Morskie Oko lake illustrating granite basement and present-day bottom (after Baumgart-Kotarba et al., 1996)

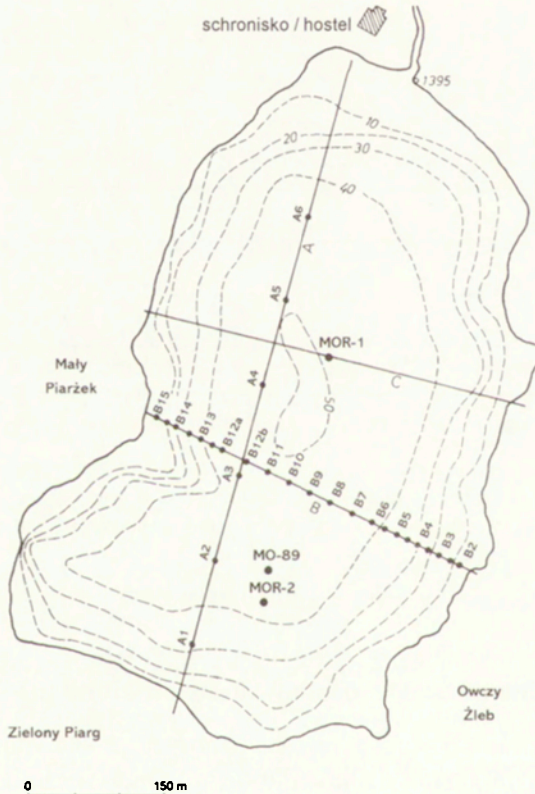
### Określenie miąższości osadów dennych Morskiego Oka

Do wyznaczenia miąższości osadów posłużono się 24-kanałowym cyfrowym systemem pomiarowym Terraloc Mk3 (Baumgart-Kotarba i inni, 1996) zapewniającym wysoką rozdzielczość rozpoznania (około 10 cm w pionie). Taka rozdzielczość, bardzo wysoka jak na metody sejsmiczne, w badaniu osadów dennych umożliwiła wyznaczenie miąższości i rozdzielenie pakietów warstewek o dominacji składników mineralnych od warstewek zawierających przewagę czę-

ści organicznych.

Wyznaczona miąższość osadów przekraczająca 6 m wskazuje, że dotychczas przyjmowana miąższość (około 4 m) uwzględniała osady o charakterze ilastym, z pominięciem zalegających na granitowym podłożu osadów o charakterze okrucowym czy zwirowym. O obecności takich utworów świadczy pośrednio wspomniany brak fali refrakcyjnej, gdyż omówiony układ warstw zawierający ujemny gradient prędkości w obrębie osadów nie zawiera granicy załamującej i w powiązaniu z obecnością na dnie głazów rozpraszających energię sejsmiczną powoduje, że fala refrakcyjna nie może być zaobserwowana.

Przyjęty model sejsmogeologiczny Morskiego Oka pozwolił na określenie przestrzennego zróżnicowania miąższości postglacjalnych osadów limnicznych. Maksymalna miąższość tych osadów może osiągać 7,5 m. Jest to największa miąższość osadów stwierdzona w polskich Tatrach Wysokich. W innych jeziorach miąższość określona za pomocą wierceń nie przekraczała 2,5 m (Baumgart-



Ryc. 3. Plan batymetryczny misy Morskiego Oka z lokalizacją sejsmicznego profilu podłużnego (A) i profili poprzecznych (B, C)

Bathymetric plan of the Morskie Oko Lake basin and location of seismic longitudinal (A) and transversal (B, C) profiles



Kotarba i Kotarba, 1993). Na planie batymetrycznym Morskiego Oka (ryc. 3) wyraźnie zaznaczają się dwie części, przedzielone podwodnym garbem na przedłużeniu Szerokiego Żlebu (Mały Piarzek). W basenach południowym i północnym wyinterpretowana miąższość osadów limnicznych osiąga do 6,5 m, a na dzielącym je garbie 5,9 m. Przemierzając się ku północy poprzez basen północny miąższość osadów systematycznie maleje i osiąga wartość poniżej 4 m. Te dane wskazują, że w okresie postglacjalnym najaktywniejsze procesy morfogenetyczne dostarczające materiał mineralny do jeziora występowały na stokach okalających południową część misy jeziornej, znajdujących się poza zasięgiem lasu.

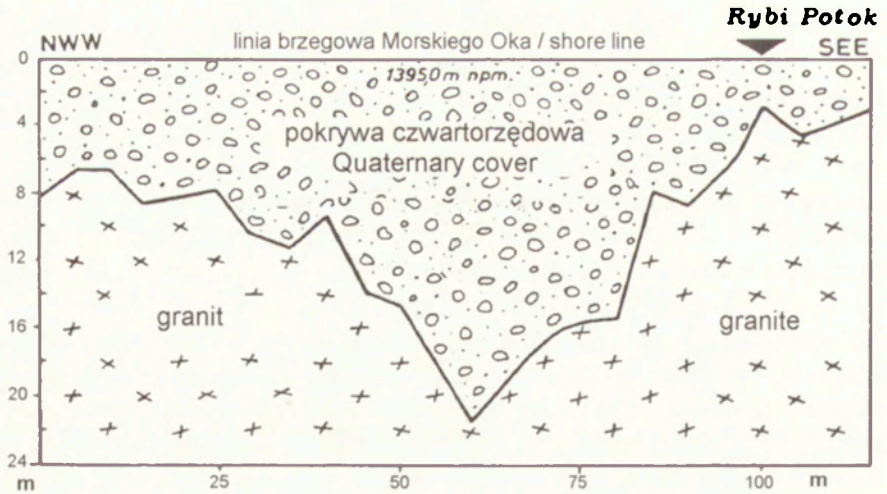
Należy zaznaczyć, że wspomniane wyżej pomiary prowadzono na płycie lodowej, ze względu na łatwość dowiązań geodezyjnych oraz stabilność punktów pomiarowych sejsmicznych, termicznych i wiertniczych. Ponadto obecność pokrywy lodowej znacznie ułatwia realizację pomiarów oraz obniża koszty badań.

### Wyjaśnienie genezy stawów

Wieloletnie badania prowadzone w Tatrach pozwoliły na przedstawienie opisu czwartorzędowej rzeźby (Partsch, 1923; Gadomski, 1926; Romer, 1929; Hallicki, 1930). Największe syntezы oparto na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym (Klimaszewski, 1988; Lukniš, 1973). W syntezach tych wiele zagadnień pozostało niewyjaśnionych tylko dlatego, że autorzy nie mieli informacji na temat budowy wglębnej badanych form. Formułowano więc różne hipotezy dotyczące genezy misy Morskiego Oka. J. Partsch (1923) jednoznacznie stwierdził, że Rybi Potok wypływający ze stawu nie jest docięty do litej skały, a więc nie ma rygla skalnego. Uznał, że staw powstał przez wypełnienie zagłębienia dolinnego powyżej moreny. Natomiast A. Gadomski (1926) przyjął, że misa Morskiego Oka ma genezę złożoną, erozyjno-akumulacyjną, a więc morena spoczywa na ryglu skalnym. Zdecydowany pogląd na erozyjne pochodzenie misy Morskiego Oka wyraził M. Klimaszewski (1988). Opierając się na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym zamknięcia doliny Rybiego Potoku i przesłankach natury glaciologicznej uznał, że misa Morskiego Oka powstała w wyniku erozji glacialnej w miejscu łączenia lodowców spływających z kotła Czarnego Stawu pod Rysami, z Bańdziocha i z Doliny Za Mnichem.

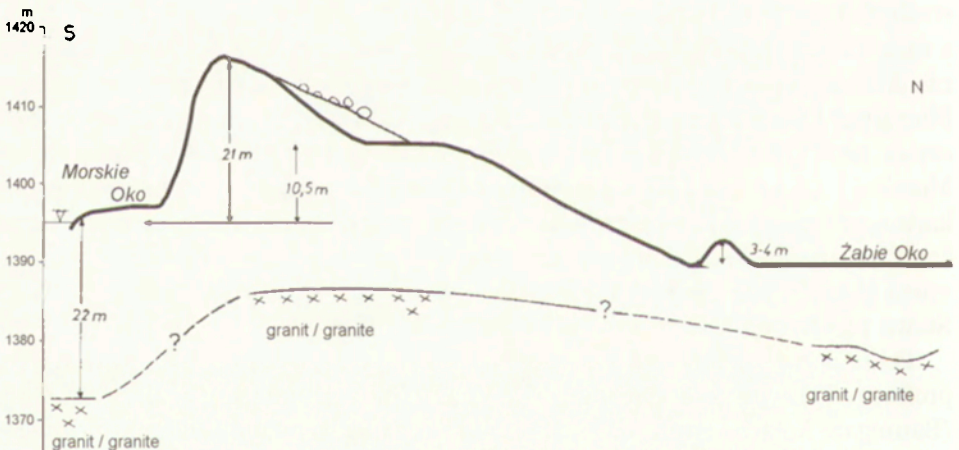
Pełne potwierdzenie powyższego poglądu stało się możliwe dzięki wykonaniu profilu refrakcyjnego o kierunku NWW-SEE przy schronisku w Morskim Oku (Baumgart-Kotarba i inni, 1996). Profil prostopadły biegnący wzdłuż Rybiego Potoku pozwala na zobrazowanie położenia moreny względem związłego podłoża (ryc. 4 i 5). Rycina 4 pokazuje, że współczesny odpływ wody ze stawu, a więc początek Rybiego Potoku nie zawsze znajdował się w tym samym miejscu, gdyż w morfologii podłoża skalnego istnieje kopalna gardziel o głębokości około 12 m, a miąższość nadkładu morenowego w strefie linii brzegowej jest rzędu 8–10 m. Kopalna gardziel została udokumentowana pod wschodnią ścianą schroniska tu-





Ryc. 4. Profil poprzeczny refrakcyjny wzdłuż północnego brzegu Morskiego Oka poprowadzony po szlaku turystycznym od zejścia z moreny do stawu po ujście Rybiego Potoku, ilustrujący ukształtowanie granitowego podłoża i miąższość pokrywy czwartorzędowej (według: Baumgart-Kotarba i inni, 1996)

Refraction profile along the Morskie Oko Lake shore line demonstrating granite bedrock configuration and thickness of Quaternary sediments (after Baumgart-Kotarba et al., 1996)



Ryc. 5. Przekrój geomorfologiczny przez kulminację walu moreny recesyjnej zamykającej Morskie Oko. Widoczna miąższość pokrywy czwartorzędowej w stosunku do granitowego podłoża (według: Baumgart-Kotarba i inni, 1996)

Geomorphological profile across culmination of recessional moraine ridge in front of the Morskie Oko Lake. Thickness of Quaternary sediments is shown (after Baumgart-Kotarba et al., 1996)

rystycznego. Uwzględniając dane geofizyczne i analizę rzeźby wokół schroniska powstał obraz budowy geologicznej moreny zamykającej Morskie Oko. Okazało się, że sumaryczna miąższość utworów czwartorzędowych spoczywających na ryglu skalnym pod schroniskiem osiąga maksymalnie 30–40 m (ryc. 5).

### **Doliny tatrzańskie**

#### **Głębokość podłoża**

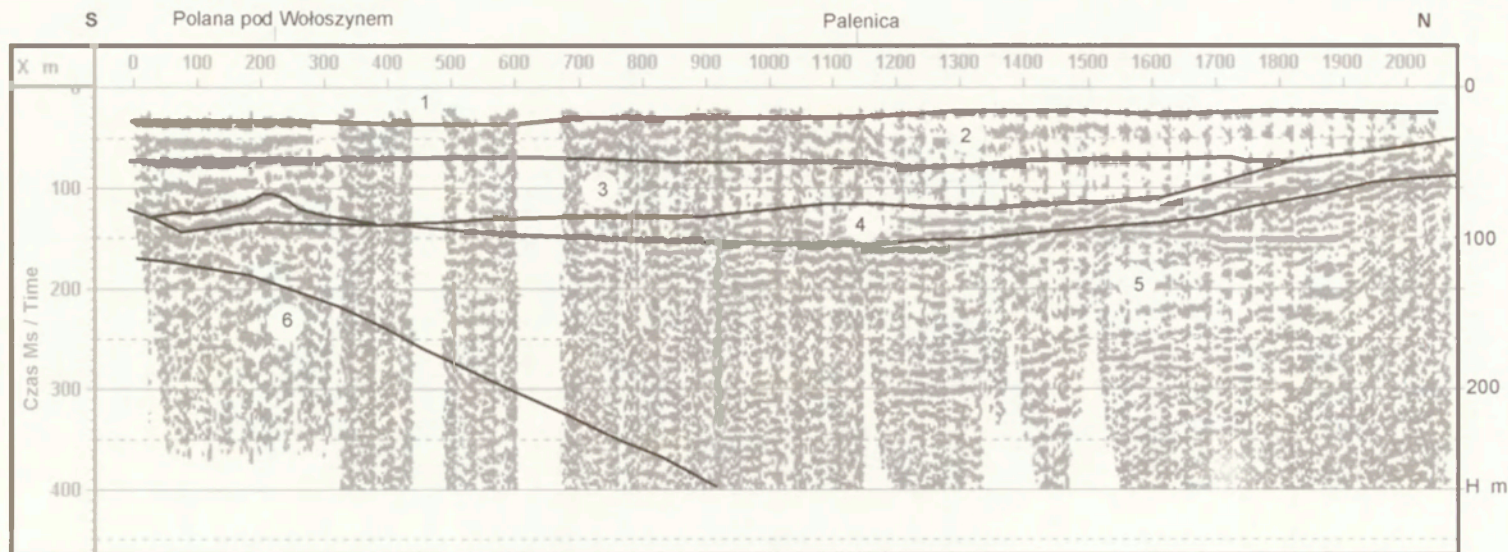
Najmłodsze osady polodowcowe zalegające na zwięzłym podłożu stanowią model fizyczny, w którym utwory o mniejszej prędkości fali sejsmicznej położone są na utworach, w których fala rozchodzi się znacznie szybciej. Tak utworzona granica może być stosunkowo łatwo i szybko śledzona przy zastosowaniu metody fal załamanych. Metoda ta pozwala na określenie głębokości i przebiegu tej granicy, a także na wyznaczenie wartości prędkości w nadkładzie i podłożu, co może być istotne dla ich powiązania z rodzajem badanej skały (ryc. 6 i 7).

Wykonując profilowania metodą fal załamanych wzdłuż Rybiego Potoku i Doliny Białej Wody (ryc. 7) stwierdzono, że w miejscach przegłębień podłoża występują trudności z uzyskaniem fali załamanej. Wiążąc te obserwacje z wnioskami uzyskanymi w trakcie badania osadów dennych Morskiego Oka stwierdzono, że w rejonach takich występuje prawdopodobnie ujemny gradient prędkości powodujący brak fali załamanej. Brak fali załamanej może być także rezultatem występowania gładów rozpraszających energię, co może być związane z strefami kontaktów litologicznych lub tektonicznych.

Nawiązując do prac geofizycznych w rejonie Małej Łąki z lat siedemdziesiątych, w trakcie których oceniano przydatność poszczególnych metod geofizycznych, brak wyników w metodzie fal załamanych da się wytłumaczyć ujemnym gradientem prędkości w zagłębieniu podłoża. W tamtym okresie nie było odpowiedniej aparatury do przeprowadzenia pomiarów wariantem wykorzystującym fale odbite, a wyznaczony model budowy ośrodka opierał się na wynikach badań elektrooporowych.

Profilowania sejsmiczne w dolinie Białej Wody wykonano na odcinku od schroniska w Starej Roztoce do Łysej Polany. Celem ich było sprawdzenie, czy istnieją sugerowane przez M. Klimaszewskiego przegłębienia w podłożu skalnym doliny, maskowane przez osady glacialne, glaciofluwialne i fluwialne. M. Klimaszewski (1988, s. 481) sądził, że: „działalność lodowców w okresie ana- i pleni-glacialnym o ruchu ekstruzywnym-blokowym, polegała na odprowadzaniu starszego materiału zwietrzelinowego i usypiskowego i, za jego pomocą, na dalszym pogłębieniu dna, a zwłaszcza przegłębieniu mis konfluencyjnych oraz rotacyjnych”. Profilowania refleksyjne i refrakcyjne wykonane w latach 1993–1997 (Baumgart-Kotarba i inni, 1996; Kotarba, 2000) wykazały, że w skalnym podłożu doliny Białej Wody występują obniżenia w kształcie rynien, a najgłębsza znajduje się na odcinku od ujścia Potoku Waksmundzkiego do Palenicy Białczańskiej.





Ryc. 6. Profil podłużny refleksyjny doliny Białej Wody na odcinku od Niżniej Polany pod Wołoszynem do Łysej Polany

1 - aluwia,  $v=300-500 \text{ ms}^{-1}$ , 2 - utwory ilasto-piaszczyste, zawadnione,  $v=1650 \text{ ms}^{-1}$ , 3 - utwory ilaste, jeziorne,  $v=1800 \text{ ms}^{-1}$ , 4 - utwory morenowe,  $v=2000 \text{ ms}^{-1}$ , 5 - podłoże skalne, skały osadowe,  $v=2800 \text{ ms}^{-1}$ , 6 - litologia nierozpoznana

Longitudinal seismic reflection profile along a part the Biała Woda Valley

1 - alluvia,  $v=300-500 \text{ ms}^{-1}$ , 2 - clay and sand deposit, high water content,  $v=1650 \text{ ms}^{-1}$ , 3 - limnic clay deposit,  $v=1800 \text{ ms}^{-1}$ , 4 - moraine deposit,  $v=2000 \text{ ms}^{-1}$ , 5 - bedrock, sedimentary rocks,  $v=2800 \text{ ms}^{-1}$ , 6 - unknown lithology



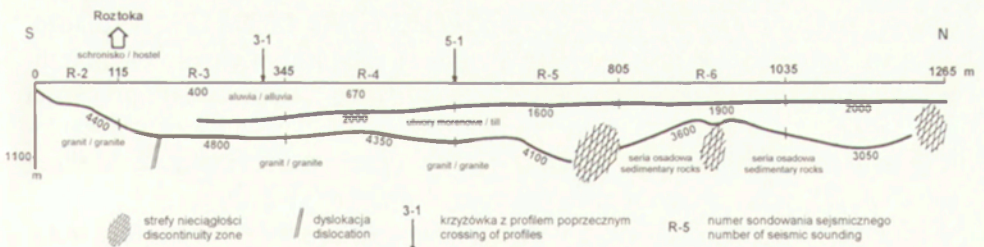
Maksymalna głębokość rynny wynosi 130–145 m, natomiast w strefie łączenia walnej Doliny Białej Wody z boczną Doliną Roztoki, a więc w strefie konfluencji dwóch lodowców, powstała rynna przy zachodnich zboczach doliny walnej pomiędzy polaną Stara Roztoka a Niżnią Polaną pod Wołoszynem. Jej głębokość osiąga 100 m w stosunku do współczesnego dna. Przeglębienia glacialne w obrębie rynny są przypuszczalnie uwarunkowane kontaktami litologicznymi. Obecność tych rynien potwierdza pogląd o znacznej pracy erozyjnej lodowców w miejscach łączenia lodowców. Ilustracją wykorzystania profilowań metodą fal odbitych mogą być wyniki z rejonu między Palenicą Białczańską a Łysą Polaną zaprezentowane na rycinie 6.

Istnienie przeglębienia w dnie Doliny Białej Wody, po stronie słowackiej, zostało wcześniej stwierdzone w badaniach hydrogeologicznych. Profilowanie wzdłuż doliny, lecz przy zboczu wschodnim, wykonano za pomocą sondowań elektrooporowych (Majovsky i Hanzel, 1991).

### Zróżnicowanie litologiczne skal podłoża i utworów czwartorzędowych

W trakcie badań podłoża wzdłuż Białej Wody wyznaczono na podstawie zmian wartości prędkości granicznej strefę graniczną między krystalinikiem a pokrywą osadową wykorzystaną przez wyraźne przeglębienie glacialne (ryc. 7). Poszczególne typy skalne wyróżniono na podstawie zróżnicowania wartości prędkości granicznej i korelacji z mapą geologiczną tego rejonu. Określenie wartości prędkości fali w skale może być ważnym wskaźnikiem, którym posługujemy się w trakcie badań. Wykonane badania parametryczne (Żabie Stawki, Polana Roztoka) umożliwiły wyznaczenie prędkości charakteryzujących granit występujący na powierzchni terenu.

Stwierdzono, że granit tatrzański charakteryzuje prędkość fali sejsmicznej w przedziale 3500–4800 ms<sup>-1</sup>. Z badań metodą fali załamanej wyliczono, że kwarcyt charakteryzuje się prędkością w przedziale 4300–4800 ms<sup>-1</sup>, a wapień



Ryc. 7. Profil refrakcyjny wzdłuż doliny Białej Wody poniżej Starej Roztoki (strona polska). Pokazane granice sejsmiczne (ms<sup>-1</sup>)

i przypuszczalne uskoki lub granice litologiczne na kontakcie granitoidu i serii osadowych

Refraction profile along the Biala Woda Valley (Polish side). Seismic boundaries (ms<sup>-1</sup>) and probable tectonic lines or lithological limits

2800–3600 ms<sup>-1</sup>. W odniesieniu do utworów czwartorzędowych stwierdzono kilka warstw różniących się prędkością fal. Warstwa pierwsza – najpłytsza – to prawdopodobnie utwory piaszczyste częściowo zawodnione; prędkość fal wynosi tu około 300 ms<sup>-1</sup>; w warstwie drugiej, wzbogaconej utworami gliniastymi – około 500–600 ms<sup>-1</sup> i w trzeciej, prawdopodobnie odpowiadającej glinom – 900–1000 ms<sup>-1</sup>.

Szeroki zakres zmienności poszczególnych typów skalnych wynika z różnego stopnia zawodnienia, spękania i zróżnicowanej litologii. Na rycinie 6 w strefie Polany pod Wołoszynom zaznacza się zapadający ku północy kontakt tektoniczny, a może i litologiczny.

### Wieloletnia zmarzlina

Techniki geofizyczne były szeroko stosowane w badaniach wieloletniej zmarzliny, zwłaszcza w Ameryce Północnej i azjatyckiej części Rosji (Scott i inni, 1990). W ostatnich dziesięciu latach prowadzono intensywne badania nad właściwościami i występowaniem zmarzliny w wysokich górach Europy, stosując równocześnie na tych samych obiektach badawczych metody sejsmiczne refrakcyjne, elektrooporowe, indukcji elektromagnetycznej, sondowania radarowe i radiometryczne oraz termiczne BTS (Vonder Muhll i inni, 2001). Badania sejsmiczne, termiczne (BTS) i geoelektryczne były wykorzystywane w pracach tatrzańskich stawiających sobie za cel zlokalizowanie stref wieloletniej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówki Roztockiej (Dobiński, 1998; Dec i Dobiński, 1998) oraz w Koziej Dolince (Mościcki i Kędzia, 2001). W Dolinie Pięciu Stawów Polskich u podnóża Hrubego Piargu poprowadzono dwa profile refrakcyjne o długości 57,5 m na wysokości około 1800 m (Dec i Dobiński, 1998). Do pomiarów wykorzystano 24-kanalową aparaturę rejestrującą Terraloc Mk3 oraz wysokoczęstotliwościowe geofony. W obu wykonanych sondowaniach nie osiągnięto sygnałów od granitowego podłoża, a zarejestrowane sygnały fali refrakcyjnej nie powstały na granicy piargu i podłoża granitowego. Interpretacja wyników badań sejsmicznych pozwoliła na wydzielenie dwu warstw: (1) o prędkości z przedziału 660–900 ms<sup>-1</sup> i (2) z przedziału 2260–2670 ms<sup>-1</sup>. Wyznaczoną wartość prędkości w drugiej warstwie można przypisać wieloletniej zmarzlinie, ponieważ stwierdzone prędkości 2260 i 2670 ms<sup>-1</sup>, odpowiadają prędkości fali w lodzie wyznaczonych w modelu empirycznym do określania zawartości lodu w materiale drobnookruchowym. Model skonstruowany przez G. Mullera (1961) określa prędkość graniczną dla zmarzliny na 2000–2500 ms<sup>-1</sup>.

Argumenty sejsmiczne za istnieniem wieloletniej zmarzliny w postaci izolowanych płatów zostały wzmocnione po wykonaniu sondowań elektrooporowych i pomiarów BTS (Dobiński, 1998). Krzywe elektrooporowe uzyskane w kilku miejscach w Dolinie Pięciu Stawów Polskich są dobrze dopasowane do punktów wartości pomierzonych, a ich kształt i przebieg są podobne do krzywych uzyskanych w Alpach szwajcarskich i francuskich na obszarach mających w podłożu



zmarzlinę udowodnioną poprzez wiercenia (Vonder Muhll, 1993; Evin i Fabre, 1990). Wartości oporów charakterystycznych dla powierzchni, w których przyjęto istnienie w podłożu rumoszowym płatów zmarzliny występują najczęściej w miejscach zacienionych powyżej wysokości 1670 m n.p.m. pod Kołową Czubą, koło Walentkowej Kopki, pod Gładkim Wierchem, w Dolince Pustej i w Kotle pod Miedzianym. W tych miejscach temperatura na granicy podłoża skalnego i zwartej pokrywy śnieżnej o miąższości co najmniej 80 cm (BTS) wynosiła od  $-3^{\circ}\text{C}$  do  $-4,85^{\circ}\text{C}$  (Dobiński, 1998).

Inne badania zmierzające do poznania warunków sprzyjających utrzymywaniu się wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich wykonali J. Mościcki i S. Kędzia (2000). Sondowania elektrooporowe wykonali w Koziej Dolince oraz dokonali eksperymentu laboratoryjnego. Zbadali w jaki sposób procesy mrozowe symulowane w laboratorium wpływają na oporność elektryczną rozłuczonych granitów tatrzańskich, o granulacji 5–20 mm, całkowicie nasyconych wodą i zamrożonych. O występowaniu wyspowej zmarzliny w Koziej Dolince świadczą nie tylko wyniki sondowań elektrooporowych, lecz również pomiary BTS w warunkach zimowych oraz obraz termiki badanych stoków uzyskany za pomocą kamery termowizyjnej (Kędzia i inni, 1998).

### Inne próby metodyczne

W celu zlokalizowania dyslokacji i kontaktów pionowych granitoidów ze skałami osadowymi oprócz wspomnianych badań sejsmicznych wykonano kilka prób z wykorzystaniem innych metod geofizycznych: geoelektrycznej, VLF oraz magnetycznej. Badania przeprowadzone tymi metodami należy uznać za metodyczne próby punktowe zlokalizowane na niewielkich obszarach, co nie pozwoliło na wyrażenie opinii o przydatności tych metod w różnych warunkach geologicznych. Nie ulega wątpliwości, że w odniesieniu do zagadnień strukturalnych, wyznaczenia głębokości podłoża i miąższości pokrywających go osadów, lokalizacji kontaktów pionowych, zakres prac wykonany tymi metodami należy uznać za niezadowalający. Biorąc jednak od uwagę, że wykonanie pomiarów wspomnianymi metodami jest dość łatwe, należy się wkrótce spodziewać szerszego ich wykorzystania w badaniach tatrzańskich.

### Podsumowanie

Zastosowanie nowoczesnych technik geofizycznych na terenie Tatrzańskiego Parku Narodowego w celu pełniejszego poznania ewolucji rzeźby pod wpływem plejstoceńskich lodowców dało nowy impuls do badań. Na niektóre pytania stawiane przez badaczy zlodowceń tatrzańskich co najmniej od początku XX wieku otrzymaliśmy odpowiedź. Wyniki profilowań sejsmicznych nie potwierdzone bezpośrednimi wierceniami nie dają wprawdzie precyzyjnej odpowiedzi na temat

konfiguracji dna skalnego pod osadami glacialnymi, glaciofluwialnymi, fluwialnymi lub limnicznymi, jednak pozwalają formułować ważne wnioski na temat morfogenetycznej roli lodowców plejstocenijskich i holocenijskiej ewolucji den dolin. Badania te dostarczyły wiedzy na temat istnienia przegłębień w dnach walnych dolin tatrzańskich (dolina Białej Wody, Rybiego Potoku, Małej Łąki) oraz wielkości ich zasypania przez procesy związane z akumulacyjną działalnością lodowców i wód proglacialnych. Profilowania osadów wypełniających misę jeziorną Morskiego Oka pozwoliły ocenić przestrzenny rozkład i tempo sedymentacji limnicznej w okresie postglacialnym. Ponadto, pomimo braku bezpośrednich obserwacji, zgromadzono dość liczne dane pośrednie, pozwalające uznać, że w polskich Tatrach Wysokich istnieje nieciągła zmarzlina.

### Piśmiennictwo

- Baumgart-Kotarba M., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R., 1996, *Cechy geomorfologiczne i sedimentologiczne misy jeziornej Morskiego Oka i górnej części Doliny Rybiego Potoku w świetle badań geofizycznych*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II*, Dokumentacja Geograficzna, 4, s. 9–31.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach*, Dokumentacja Geograficzna, 4-5, s. 9–30.
- Dec J., Dobiński W., 1998, *Wyniki refrakcyjnych badań sejsmicznych na Hrubym Piargu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich w Tatrach*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*, Dokumentacja Geograficzna, 12, s. 59–67.
- Dobiński W., 1998, *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*, Dokumentacja Geograficzna, 12, s. 35–58.
- Evin M., Fabre D., 1990, *The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France)*, *Geomorphology*, 3, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, s. 57–71.
- Gadomski A., 1926, *Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr*, nakład i własność Księg. B. Kotula, Cieszyn.
- Halicki B., 1930, *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*, *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 5, s. 375–504.
- Kędzia S., Mościcki J., Wróbel A., 1998, *Studies on the occurrence of permafrost in Kozią Valley (The High Tatra Mts.)*, [w:] J. Repelewska-Pękalowa (red.), *Spitsbergen Geographical Expeditions. IV Conference of Polish Geomorphologists*, t. II, UMCS, Lublin, s. 51–57.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kotarba A., 2000, *Osady czwartorzędowe doliny Białej Wody w Tatrach Wysokich w świetle interpretacji profilowań geofizycznych*, [w:] *Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku, V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000*, Toruń, s. 61–63.
- Kotarba A., Smolak W., Sroka J., 1977, *Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts. in the light of geophysical measurements*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11, s. 67–78.



- Lefeld J., Jankowski J., 1985, *Model of deep structure of the Polish Inner Carpathians*, Publications Institute of Geophysics, PAS, A-16, 175, s. 71–99.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokych Tatier a ich predpolia*, Slovenska Akademia Ved, Bratislava.
- Majovsky J., Hanzel V., 1991, *Prinos geofiziky k poznaniu hydrogeologicckych pomerov Tatier a Popradскеj kotliny*, Geologicke prace, Spravy, 93, Bratislava, s. 81–109.
- Mościcki J., Kędzia S., 2000, *Comments and observations on the application of resistivity sounding in the research of permafrost*, Biuletyn Peryglacjalny, 39, s. 69–81.
- , 2001, *Investigation of mountain permafrost in the Koza Dolinka Valley, Tatra Mountains, Poland*, Norwegian Journal of Geography, 55, s. 235–240.
- Müller G., 1961, *Geschwindigkeitsbestimmung elastischer Wellen in gefrorenen Gesteinen und die Anwendung akustischer Messungen auf Untersuchungen des Frostmantels in Gefrierschächten*, Geophysical Prospecting, 9, s. 276–295.
- Partsch J., 1923, *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Ferdinand Hirt u. Sohn, Leipzig.
- Romer E., 1929, *Tatrzańska epoka lodowa*, Prace Geograficzne E. Romera, 11.
- Scott W. J., Sellmann, Hunters J. A., 1990, *Geophysics in the study of permafrost*, [w:] S. II. Ward (red.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Investigations in Geophysics, 4, s. 355–384.
- Vonder Mühl D., 1993, *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 122.
- Vonder Mühl D., Hauck C., Gubler H., McDonald R., Russill N., 2001, *New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 27–38.

[Wpłynęło: czerwiec 2003; poprawiono: wrzesień 2003 r.]

MARIA BAUMGART-KOTARBA, ADAM KOTARBA, JERZY DEC, RYSZARD ŚLUSARCZYK

#### GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH IN THE TATRA MTS. IN THE LIGHT OF GEOPHYSICAL PROSPECTING

During the last 30 years a series of geophysical surveys have been undertaken as part of geomorphological research in the Tatra National Park. Various methods have been applied, including refraction and reflection seismics, geoelectroresistivity sounding and bottom temperature of winter snow cover measurement (BTS). The focus of the survey work has been to determine the bedrock configuration, thickness and internal structure of Quaternary glacial, glaci-fluvial, fluvial and lacustrine sediments, as well as the distribution of mountain permafrost.

In the main glaciated valley bottoms, depressions within the solid bedrock have been discovered, at the former junction of the descending glaciers in the Biala Woda Valley. They are 100 to 145 m deep, and filled with moraine, glaci-fluvial and fluvial sediments. The maximum thickness of postglacial lacustrine sediments in a high mountain tarn (Morskie Oko Lake) reach 7.5 m and comprise a record of postglacial slope geomorphic processes in a glacial cirque. Electroresistivity sounding done above 1670 m a.s.l. confirms the hypothesis that discontinuous permafrost exists in some localities where favourable climatic and geomorphological conditions occur.





## **Biotermiczne cechy klimatu Polski**

### *Biothermal features of the climate of Poland*

**KRZYSZTOF BŁĄŻEJCZYK**

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,  
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55; e-mail. k.blaz@twarda.pan.pl

**Zarys treści.** Artykuł przedstawia zróżnicowanie warunków bioklimatycznych Polski określone na podstawie nowych wskaźników biotermicznych: temperatury odczuwalnej (*STD*), obciążenia cieplnego organizmu (*HL*) i stresu termofizjologicznego (*PhS*). Wskaźniki te opierają się na pełnej analizie bilansu cieplnego człowieka. Do ich wyznaczenia wykorzystano model wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem *MENEX\_2002*. Przeprowadzone badania wykazują duże różnicowanie sezonowe i przestrzenne warunków biotermicznych w Polsce; szczególnie wyróżniają się tereny nadmorskie i górskie.

**Słowa kluczowe:** bioklimatologia człowieka, wskaźniki biotermiczne, model *MENEX\_2002*.

### **Wprowadzenie**

Charakterystyka warunków bioklimatycznych różnych regionów lub okresów jest jednym z celów badań klimatologii stosowanej. Powstało szereg opracowań mówiących o przestrzennym i sezonowym zróżnicowaniu bioklimatu w Polsce z punktu widzenia jego oddziaływania na organizm człowieka. Zdecydowana większość z nich została przygotowana w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania (IGiPZ) PAN. Do podstawowych należy zaliczyć prace T. Kozłowskiej-Szczęsnej (1987, 1991), B. Krawczyk (1984, 1988, 1991) i K. Błażejczyka (1983, 1985, 1992). Powstało także kilka prac zbiorowych, ilustrujących rozkład przestrzenny elementów bioklimatu w Polsce (Błażejczyk i Kozłowska-Szczęsna, 1994; Błażejczyk i inni, 1994; Kozłowska-Szczęsna i inni, 1997, 2002; Kozłowska-Szczęsna, red., 1986, 1991). Prace z zakresu bioklimatologii człowieka powstałe w innych ośrodkach naukowych koncentrowały się przede wszystkim na zagadnieniach w skali lokalnej i regionalnej.

Większość dotychczasowych opracowań wykorzystywała standardowe wskaźniki biometeorologiczne i bioklimatyczne (temperatura efektywna, wielkość ochładzająca powietrza, surowość pogody itp.). Ilustrują one oddziaływanie śro-

dowiska atmosferycznego na człowieka, ale nie informują o bezpośrednim wpływie warunków otoczenia na funkcjonowanie organizmu i na zachodzące w nim reakcje fizjologiczne. Informacji tego rodzaju dostarczają wskaźniki oparte na analizie bilansu cieplnego człowieka. Pierwszych prób w tym zakresie dokonała B. Krawczyk, analizując warunki bioklimatyczne w Polsce w świetle termoizolacyjnych właściwości odzieży niezbędnej do zachowania komfortu cieplnego (Krawczyk, 1993, 2000) lub za pomocą tzw. wskaźnika stresu cieplnego (Krawczyk, 2001). W większości odnoszą się one jednak do warunków opisanych średnimi wartościami elementów meteorologicznych, a w analizie oddziaływania warunków atmosferycznych na organizm człowieka ważne są konkretne sytuacje meteorologiczne i ich powtarzalność.

Dlatego autor obecnego opracowania od około 15 lat prowadzi badania teoretyczne i eksperymentalne ukierunkowane na stworzenie modelu bilansu cieplnego człowieka, który miałby zastosowanie w szerokim zakresie warunków meteorologicznych obserwowanych w Polsce. W roku 1993 powstała pierwsza wersja modelu wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem MENEX (Błażejczyk, 1993). Zmodyfikowaną wersję modelu MENEX zaprezentowano w roku 2001 (Błażejczyk, 2001). W wyniku licznych prac eksperymentalnych (Błażejczyk, 1998, 2000; Błażejczyk i inni, 1998, 2000; Kozłowska-Szczęsna i Błażejczyk, 1998) do modelu wprowadzono szereg zmian i uzupełnień, a jego obecna wersja, nazwana MENEX\_2002 uwzględnia aktualne wytyczne Międzynarodowego Towarzystwa Biometeorologii, które zaleca stosowanie analizy bilansu cieplnego człowieka w badaniach bioklimatycznych. Szczegółowy opis modelu MENEX\_2002 znajduje się na stronie internetowej IGiPZ PAN ([www.igipz.pan.pl/klimat/blaz/menex.htm](http://www.igipz.pan.pl/klimat/blaz/menex.htm)).

Celem niniejszego opracowania jest próba zastosowania do oceny warunków bioklimatycznych Polski nowych wskaźników biotermicznych: temperatury odczuwalnej (*STI*), obciążenia cieplnego organizmu (*HL*) i stresu termofizjologicznego (*PhS*), proponowanych przez model MENEX\_2002 – z uwzględnieniem ich różnicowania sezonowego i regionalnego.

### Zastosowane metody badań

Ogólna postać bilansu cieplnego człowieka jest wyrażona równaniem:

$$M + Q + E + C + Res = S$$

gdzie: *M* oznacza metaboliczną produkcję ciepła,

*Q* – bilans radiacyjny człowieka, na który składają się: pochłonięte promieniowanie słoneczne (*R*) oraz saldo wymiany ciepła poprzez promieniowanie długofalowe (*L*) –  $Q = R + L$ ,

*E* – straty ciepła w wyniku parowania, czyli turbulencyjnego unoszenia ciepła utajonego (ewaporacja),

*C* – wymiana ciepła przez unoszenie, czyli turbulencyjną wymianę ciepła jawnego (konwekcja),



*Res* – straty ciepła w wyniku oddychania (respiracja).

Wszystkie strumienie ciepła są wyrażone w  $W \cdot m^{-2}$ .

Przy obliczaniu składników bilansu cieplnego człowieka model MENEX\_2002 przyjmuje następujące założenia:

- człowiek porusza się z prędkością  $v' = 1,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,
- metaboliczna produkcja ciepła wynosi  $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,
- temperatura skóry ( $T_{sk}$ , °C) jest dostosowana do warunków termicznych otoczenia oraz izolacyjności termicznej odzieży:

$$T_{sk} = (26,4 + 0,02138 Mrt + 0,2095 t - 0,0185 RH - 0,009 v) + 0,6 (Icl - 1) + 0,00128 M,$$

gdzie: *Mrt* – średnia temperatura promieniowania (°C), *t* – temperatura powietrza (°C), *RH* – wilgotność względna powietrza (%), *v* – prędkość wiatru ( $\text{ms}^{-1}$ ),  
– izolacyjność termiczna odzieży (*Icl*, clo) jest funkcją temperatury powietrza:

$$Icl = 2,1455 - 0,0618 t$$

(dla  $t < -30^\circ\text{C}$   $Icl = 4,0 \text{ clo}$ , a dla  $t > 25^\circ\text{C}$   $Icl = 0,6 \text{ clo}$ ).

Wskaźnik *STI* (*Subjective Temperature*) określa warunki termiczne panujące w bezpośrednim otoczeniu receptorów ciepła i zimna znajdujących się w skórze człowieka. Warunki te kształtują się pod wpływem bodźców termicznych otoczenia oraz specyficznych, fizjologicznych reakcji dostosowawczych organizmu (czynniki endo- i egzogeniczne). Sygnały docierające z receptorów ciepła i zimna do centrum termoregulacji wywołują subiektywne odczucia cieplne. Podstawą wskaźnika *STI* jest wartość tzw. średniej temperatury promieniowania (*Mrt*, °C), która odzwierciedla natężenie bodźców termicznych otoczenia. Składają się na nie zarówno temperatura powietrza, jak i ilość pochłoniętego promieniowania słonecznego:

$$Mrt = [R' / (5,39 \cdot 10^{-8}) + (273+t)^4]^{0,25} - 273$$

gdzie  $R'$  (w  $W \cdot m^{-2}$ ) oznacza ilość promieniowania słonecznego pochłoniętego przez człowieka, bez uwzględnienia odzieży. Wartość  $R'$  obliczono za pomocą modelu SolAlt (Błażejczyk, 1998), który w zależności od wysokości Słońca (*h*) i stopnia zachmurzenia (*N*) ma różną postać:

$$\begin{aligned} \text{gdy } h < 4^\circ: & R' = (1,642 + 0,254 h)^2 (1 - 0,01 ac) \\ h > 4^\circ \text{ i } N < 20\%: & R' = (103,573 \text{ Ln } h - 140,6) (1 - 0,01 ac) \\ h > 4^\circ \text{ i } N = 21-50\%: & R' = 1,4 e^{(5,383 - 16,072/h)} (1 - 0,01 ac) \\ h > 4^\circ \text{ i } N = 51-80\%: & R' = 1,4 e^{(5,012 - 11,805/h)} (1 - 0,01 ac) \\ h > 4^\circ \text{ i } N > 80\%: & R' = 0,9506 h^{1,039} (1 - 0,01 ac), \end{aligned}$$

gdzie *ac* oznacza albedo skóry i odzieży wyrażone w procentach i przyjęte w obecnym opracowaniu jako 30%.

Organizm człowieka dąży do zminimalizowania salda wymiany ciepła (*S*) poprzez różnorodne reakcje termoregulacyjne. W otoczeniu zimnym organizm dostosowuje się do panujących warunków zmniejszeniem skórno przeływu

krwi i obniżeniem temperatury powierzchni ciała. Procesy te mają na celu zmniejszenie strat ciepła. W wysokiej temperaturze otoczenia podstawowe znaczenie ma wydzielanie i parowanie potu z powierzchni ciała. Jednym z efektów parowania potu jest obniżenie temperatury skóry, dzięki czemu możliwe jest intensywne odprowadzanie nadmiaru ciepła z wnętrza ciała do otoczenia, a jednocześnie zmieniona temperatura skóry stwarza nowe warunki wymiany ciepła z otoczeniem, nie tylko poprzez parowanie, ale także przez unoszenie i wypromieniowanie długofalowe. Zmiany te prowadzą do ustalenia się nowego, zoptymalizowanego poziomu wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem ( $S^*$ ).

Wartość  $STI$  (w  $^{\circ}C$ ) jest kombinacją wartości  $Mrt$  oraz tzw. wynikowej wartości salda wymiany ciepła ( $S^*$ ), ustalonej w efekcie dynamicznych procesów adaptacji organizmu do warunków otoczenia:

$$\text{gdy } S^* < 0 \text{ W m}^{-2}: \quad STI = Mrt - \{ |S^*|^{0.75} / (5,386 \cdot 10^{-6}) + 273^4 \}^{0.25} - 273$$

$$S^* \geq 0 \text{ W m}^{-2}: \quad STI = Mrt + \{ |S^*|^{0.75} / (5,386 \cdot 10^{-6}) + 273^4 \}^{0.25} - 273$$

gdzie współczynnik  $5,386 \cdot 10^{-6}$  ma miano  $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ .

Poszczególным wartościom  $STI$  można przypisać następujące odczucia cieplne:

$STI$ ( $^{\circ}C$ ):	Subiektywne odczucie cieplne:
< -38,0	– bardzo zimno
od -38,0 do -0,5	– zimno
od > -0,5 do 22,5	– chłodno
od > 22,5 do 32,0	– komfortowo
od > 32,0 do 46,0	– ciepło
od > 46,0 do 55,0	– gorąco
> 55,0	– bardzo gorąco.

Podstawową miarą obciążenia cieplnego człowieka przebywającego w terenie otwartym jest wskaźnik obciążenia cieplnego –  $HL$  (*Heat Load*). Wskaźnik ten ilustruje obciążenie układu termoregulacyjnego i uwzględnia wpływ salda wymiany ciepła ( $S$ ), ilości pochłoniętego promieniowania słonecznego ( $R$ ) oraz ewaporacyjnych strat ciepła ( $E$ ) na obciążenie cieplne organizmu. Obciążenie to zwiększa się wraz ze wzrostem salda wymiany ciepła i ilości pochłoniętego promieniowania słonecznego, a jego natężenie nasila się znacząco, gdy ilość ciepła tracona w wyniku ewaporacji przekracza  $50 \text{ W m}^{-2}$ .  $HL$  jest wskaźnikiem bezwymiarowym liczonym według następujących wzorów:

$$HL = \{ (S + 1000) / 1000 \}^{5 / (1 + R)} \quad \text{gdzy} \quad S < 0 \text{ W m}^{-2} \text{ oraz } E > -50 \text{ W m}^{-2},$$

$$HL = \{ (S + 1000) / 1000 \}^{2 - 1 / (1 + R)} \quad S > 0 \text{ W m}^{-2} \text{ oraz } E > -50 \text{ W m}^{-2},$$

$$HL = (E / -50) \{ (S + 1000) / 1000 \}^{5 / (1 + R)} \quad S < 0 \text{ W m}^{-2} \text{ oraz } E < -50 \text{ W m}^{-2},$$

$$HL = (E / -50) \{ (S + 1000) / 1000 \}^{2 - 1 / (1 + R)} \quad S > 0 \text{ W m}^{-2} \text{ oraz } E < -50 \text{ W m}^{-2},$$

gdzie wszystkie współczynniki liczbowe mają miano  $W \cdot m^{-2}$ .

Uwaga: gdy  $S$  jest mniejsze niż  $-1000 \text{ W m}^{-2}$  przyjmuje się wartość  $S$  równą  $-1000 \text{ W m}^{-2}$ .



Wartości *HL* wskazują na występowanie stresu zimna lub stresu ciepła o następującym natężeniu:

<i>HL</i>	Obciążenie cieplne:
< 0,250	– bardzo silne – stres zimna,
od >0,250 do 0,820	– silne – stres zimna,
od >0,820 do 0,975	– niewielkie – stres chłodu,
od > 0,975 do 1,025	– minimalne obciążenie cieplne,
od > 1,025 do 1,180	– niewielkie – stres ciepła,
od > 1,180 do 1,750	– silne – stres gorąca,
> 1,750	– bardzo silne – stres gorąca.

Kolejnym wskaźnikiem bi termicznym określającym wpływ warunków meteorologicznych na człowieka jest wskaźnik stresu termofizjologicznego (*PhS* – *Physiological Strain*). Podobnie jak w przypadku stosowanego w klimatologii ogólnej tzw. stosunku Bowena, wskaźnik *PhS* jest stosunkiem strat ciepła z organizmu człowieka poprzez unoszenie (konwekcję) oraz strat ciepła w wyniku parowania potu (ewaporacji):

$$PhS = C / E$$

Wartości *PhS* wskazują, jakie reakcje termoregulacyjne organizmu – mające służyć zachowaniu równowagi cieplnej – są aktywizowane w danych warunkach otoczenia i jakie jest natężenie tych reakcji. Gdy przeważają konwekcyjne straty ciepła, występuje fizjologiczny stres zimna, który przejawia się następującymi reakcjami organizmu: obniżenie się temperatury skóry, osłabienie przepływu krwi w obrębie mięśni i skóry, zwiększenie ciśnienia krwi, zwiększenie właściwości termoizolacyjnych skóry, a w warunkach silnego stresu zimna – drżenie mięśni (Blanc, 1975; Clark i Edholm, 1985; Holmér, 1988). Im większa jest przewaga strumienia *C* nad strumieniem *E*, tym większe jest nasilenie procesów adaptacyjnych do zimnych warunków otoczenia.

Stres gorąca ma miejsce wtedy, gdy w wymianie ciepła z otoczeniem dominuje ewaporacja. Stan taki prowadzi do: zwiększenia przepływu krwi w obrębie skóry, zmniejszenia ciśnienia krwi (Clark i Edholm, 1985; Kenney, 1985; Mitchell 1977), zwiększenia częstości tętna (Błażejczyk i inni, 1999), intensywnego pocenia się, którego skutkiem może być odwodnienie organizmu (Beaumont i Bullard, 1965). Stres gorąca przejawia się także okresowymi zmianami temperatury skóry: od bardzo wysokiej podczas nagrzewania się suchej skóry do niskiej podczas fazy pocenia się (Błażejczyk, 1993, 1998; Malchaire, 1991). Nasilenie procesów adaptacyjnych do warunków gorąca jest tym większe, im niższa jest wartość wskaźnika *PhS*, a więc im większa jest przewaga strumienia *E* nad strumieniem *C*. Największe nasilenie stresu gorąca występuje wtedy, gdy obserwuje się dopływ ciepła do organizmu w wyniku wymiany turbulencyjnej ciepła jawnego (przy dodatnim strumieniu *C*). *PhS* przyjmuje wtedy wartość ujemną.

Przy wartościach *PhS* zbliżonych do jedności intensywność reakcji termoregulacyjnych jest niewielka, a warunki takie można określić jako termoneutralne. W opracowaniu przyjęto następującą, tymczasową skalę natężenia stresu termofizjologicznego:

<i>PhS</i>	Rodzaj i natężenie stresu:
<0,25	– duże natężenie stresu gorąca,
od 0,25 do 0,75	– znaczne natężenie stresu gorąca,
od >0,75 do 1,50	– warunki termoneutralne,
od >1,50 do 4,00	– znaczne natężenie stresu zimna,
>4,00	– duże natężenie stresu zimna.

Podana wyżej skala nie ma charakteru wartościującego warunki biotermiczne, a jedynie informuje o tym, z jakimi – i o jakim natężeniu – reakcjami dostosowawczymi organizmu człowieka do warunków otoczenia mamy do czynienia w danej sytuacji pogodowej. Może to pozwolić na zastosowanie odpowiednich zabezpieczeń, minimalizujących niebezpieczeństwa związane z występowaniem silnych i bardzo silnych reakcji fizjologicznych organizmu.

Porównania warunków bioklimatycznych dokonano na przykładzie stacji i posterunków meteorologicznych reprezentujących różne regiony fizycznogeograficzne Polski: Świnoujście, Łeba i Gdynia (Pobrzeże: Szczecińskie, Koszalińskie i Gdańskie), Połczyn Zdrój (Pojezierze Drawskie), Ciechocinek (Kotlina Toruń-



Ryc. 1. Stacje i posterunki meteorologiczne uwzględnione w opracowaniu

Meteorological stations and posts

- 1 – Świnoujście, 2 – Łeba, 3 – Gdynia, 4 – Połczyn Zdrój, 5 – Inowrocław, 6 – Ciechocinek,  
7 – Nałęczów, 8 – Szaniec, 9 – Wieliczka, 10 – Świeradów Zdrój, 11 – Polanica Zdrój,  
12 – Łądek Zdrój, 13 – Rabka Zdrój, 14 – Muszyna Zdrój, 15 – Iwonicz Zdrój



ska), Inowrocław (Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie), Nałęczów (Wyżyna Lubelska), Szaniec (Wyżyna Małopolska), Wieliczka (Kotlina Sandomierska), Świeradów Zdrój, Polanica Zdrój i Łądek Zdrój (Sudety) oraz Rabka Zdrój, Muszyna Zdrój i Iwonicz Zdrój (Beskidy) (ryc. 1).

Do obliczenia wybranych wskaźników biotermicznych wykorzystano codzienne dane z miejscowych stacji meteorologicznych, z godziny 12 UTC (czasu uniwersalnego), za lata 1971–1990. Obliczenia wykonano przy użyciu programu BioKlima 2.2.

## Wyniki badań

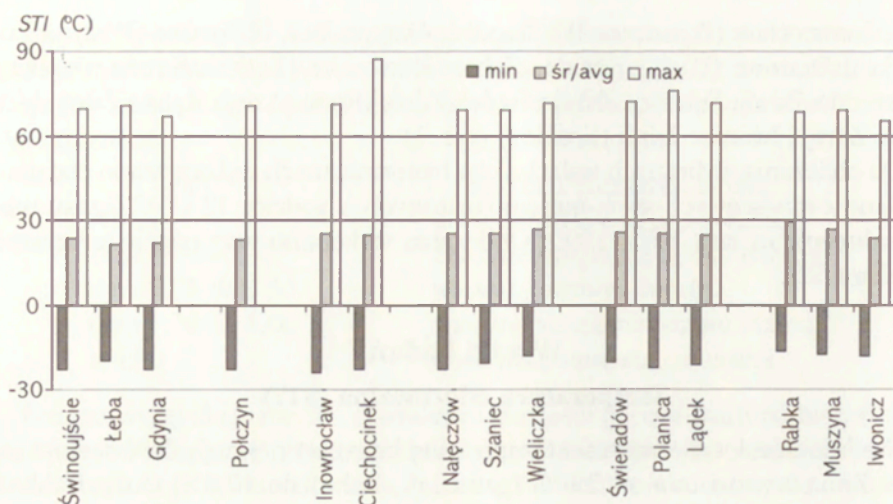
### Temperatura odczuwalna (STI)

Średnie miesięczne wartości temperatury odczuwalnej mają dość szeroki zakres. Zimą wynosi ona od 2,9°C (grudzień, Łeba) do 17,8°C (luty, Rabka). W miesiącach letnich zróżnicowanie średnich wartości STI jest równie duże jak zimą i zmieniają się one od 35,6°C w Łebie do 44,6°C w Rabce (tab. 1). Roczna amplituda średnich miesięcznych wartości STI wynosi 33–39°C.

Tabela 1. Średnie miesięczne wartości temperatury odczuwalnej (STI, °C) w wybranych stacjach meteorologicznych, 1971–1990

Miejscowość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Świnoujście	4,8	10,6	17,5	25,2	35,1	37,6	40,2	40,5	32,1	22,9	11,4	5,8
Łeba	3,0	7,9	15,2	23,3	33,1	35,6	38,6	38,8	29,0	20,3	8,6	2,9
Gdynia	4,0	8,5	15,7	22,9	32,2	35,9	38,6	38,4	29,9	21,3	10,3	4,8
Połczyn Zdrój	3,2	8,6	16,8	25,2	36,6	38,2	40,3	40,4	30,5	21,3	8,8	4,1
Inowrocław	4,2	9,8	18,1	27,3	39,4	42,1	43,5	43,3	33,4	24,4	11,0	4,3
Ciechocinek	3,8	8,6	17,6	26,8	37,3	42,9	43,1	42,2	34,0	23,5	10,0	3,9
Nałęczów	5,3	10,4	18,5	28,0	38,1	41,0	43,9	43,6	34,2	23,4	11,2	4,7
Szaniec	5,6	10,9	19,9	26,7	37,5	40,2	43,8	42,5	33,5	25,0	12,3	5,8
Wieliczka	8,2	13,2	22,1	29,3	37,8	40,3	42,6	43,2	35,1	27,2	14,2	7,6
Świeradów Zdrój	8,4	13,7	21,1	27,2	36,1	38,0	40,8	41,2	33,3	26,2	13,0	7,3
Polanica Zdrój	6,5	11,8	19,4	26,2	35,9	38,3	41,2	42,6	33,9	26,4	12,8	7,1
Łądek Zdrój	6,4	11,4	18,9	26,2	35,2	37,5	40,1	40,7	32,5	25,3	12,0	6,8
Rabka Zdrój	12,0	17,8	24,8	30,8	38,6	41,2	43,5	44,6	37,5	30,3	17,8	11,4
Muszyna Zdrój	8,4	14,0	22,2	27,4	36,6	39,2	42,8	42,9	36,1	27,4	13,9	7,4
Iwonicz Zdrój	5,2	11,0	19,6	25,5	35,1	37,5	39,9	40,0	32,6	23,7	10,4	4,5

Z punktu widzenia organizmu człowieka ważne są nie tyle średnie warunki biotermiczne, ile możliwy zakres wahań ich wartości, z jakimi można się zetknąć w danym miejscu. O ile zróżnicowanie przestrzenne najniższych zanotowanych wartości STI jest na obszarze Polski stosunkowo niewielkie – od –16,5°C w Rabce do około –24°C w Inowrocławiu, o tyle maksymalne wartości temperatury odczuwalnej wynosiły od 65,0°C w Iwoniczu do około 87°C w Ciechocinku. Tak wysokie wartości STI wskazują na występowanie odczucia ciepłego „bardzo gorąco” (ryc. 2).



Ryc. 2. Średnie roczne (śr) oraz najniższe (min) i najwyższe (max) wartości temperatury odczuwalnej (STI) zanotowane na wybranych stacjach meteorologicznych w okresie 1971–1990  
Mean annual (avg), lowest (min) and highest (max) registered values of subjective temperature (STI) at selected sites in Poland, 1971–1990

Istotną charakterystyką warunków bioklimatycznych jest częstość występowania badanych wskaźników w różnych przedziałach wartości, odpowiadających różnym reakcjom – subiektywnym lub fizjologicznym – organizmu. W odniesieniu do temperatury odczuwalnej najczęściej – w skali w roku – pojawiają się odczucia „chłodno”, które stanowią od około 33% w Rabce do około 47% w Łebie i Gdyni. Z częstością od 17 do 25% pojawiają się odczucia ciepłe „komfortowo” i „ciepło”. Odczucia „gorąco” notuje się przez 6–12% dni w roku (najrzadziej w Łebie i Gdyni, a najczęściej w Rabce). Skrajne odczucia termiczne – „bardzo gorąco” – występują stosunkowo rzadko, przez 1–2% dni w roku nad Bałtykiem i przez 6–7% dni na Kujawach (tab. 2).

Obserwuje się także duże zróżnicowanie sezonowe temperatury odczuwalnej. W styczniu przez ponad 90% dni panują odczucia ciepłe „chłodno” lub „zimno”. Latem zróżnicowanie termicznych warunków odczuwalnych jest znacznie większe niż zimą. Dotyczy to zarówno liczby występujących klas odczuć ciepłych, jak i ich zróżnicowania regionalnego. W lipcu pojawiają się odczucia ciepłe od „chłodno” do „bardzo gorąco”. Średnio przez około 1/3 dni występują odczucia „ciepło”, przez 1/4 dni – odczucia „komfortowo”, przez 1/5 dni – „gorąco”. Stosunkowo często obserwuje się w lipcu warunki biotermiczne odczuwane jako „bardzo gorąco”. Stanowią one od 6–9% dni w miejscowościach nadmorskich do 22–23% w Polsce środkowej (tab. 2).

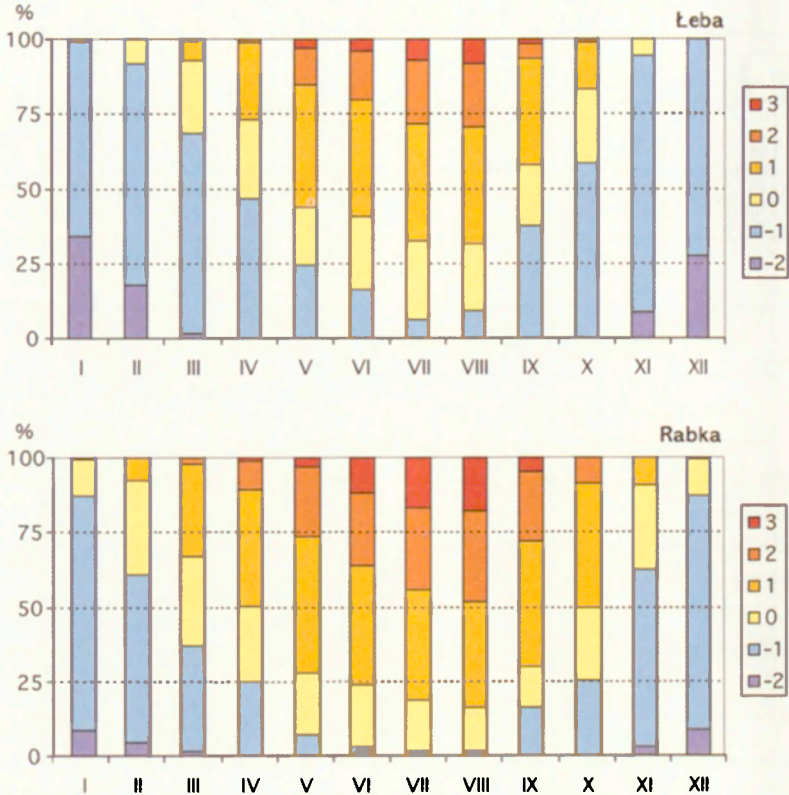
Szczegółowy obraz sezonowego zróżnicowania warunków biotermicznych podano na przykładzie Łeby i Rabki. W okresie od listopada do lutego częstość



Tabela 2. Częstość (%) występowania różnych odczuć ciepłych człowieka, określonych na podstawie wartości *STI*, 1971–1990

Miejscowość	Zimno	Chłodno	Komfortowo	Ciepło	Gorąco	Bardzo gorąco	Zimno	Chłodno	Komfortowo	Ciepło	Gorąco	Bardzo gorąco	Zimno	Chłodno	Komfortowo	Ciepło	Gorąco	Bardzo gorąco
	Rok						Styczeń						Lipiec					
Świnoujście	4,3	44,9	18,1	22,0	7,9	2,8	21,1	78,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	22,4	41,1	24,5	9,2
Łeba	7,4	47,0	16,9	20,2	6,5	2,0	33,9	65,8	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	6,1	26,3	39,0	21,6	6,9
Gdynia	5,7	46,8	19,0	21,3	5,9	1,3	27,9	71,6	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	28,9	41,1	21,3	6,3
Połczyn Zdrój	6,0	45,6	17,9	18,6	7,2	4,7	30,1	69,5	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	26,9	35,7	19,2	14,8
Inowrocław	5,2	42,7	16,8	18,7	10,0	6,7	24,3	75,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	24,3	29,2	23,7	21,9
Ciechocinek	5,7	43,9	16,6	17,5	9,0	7,2	26,1	72,6	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	27,4	29,5	19,2	23,1
Nałęczów	6,1	41,1	16,7	19,2	10,6	6,4	26,8	68,9	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	21,3	30,6	24,0	22,6
Szaniec	6,0	40,5	18,3	19,5	9,7	5,9	25,7	70,7	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	18,0	35,8	22,2	21,6
Wieliczka	3,5	39,3	19,5	21,9	10,8	5,2	16,4	78,6	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	22,8	34,7	24,7	16,5
Świeradów Zdrój	4,6	39,3	19,4	24,6	8,7	3,4	19,8	75,0	5,2	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	21,3	38,4	21,9	13,5
Polanica Zdrój	4,1	42,0	19,4	20,3	9,4	4,8	19,8	76,9	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	30,3	28,9	21,6	17,7
Łądek Zdrój	4,8	43,3	20,4	17,3	9,0	5,1	21,0	74,4	4,7	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	36,9	24,0	18,5	18,4
Rabka Zdrój	2,2	32,6	20,8	27,4	12,4	4,6	8,9	78,2	12,4	0,5	0,0	0,0	0,0	1,3	17,6	36,8	27,7	16,6
Muszyna Zdrój	3,6	39,3	19,8	20,8	10,7	5,8	18,5	74,2	7,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	24,0	34,0	21,5	19,8
Iwonicz Zdrój	7,3	40,4	20,6	19,9	8,5	3,3	31,1	65,5	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	31,9	34,5	20,2	12,1

poszczególnych klas odczuć ciepłych jest w obu miejscowościach zbliżona. Różnice regionalne zaczynają się pojawiać już w marcu, a ich kulminacja ma miejsce w lipcu i sierpniu. W miesiącach letnich nad morzem skrajne warunki odczuwalne występują stosunkowo rzadko, podczas gdy w Rabce stanowią one ponad 16% wszystkich dni. W ciągu września i października regionalne różnice warunków biotermicznych stopniowo zanikają (ryc. 3).



Ryc. 3. Częstość występowania różnych odczuć ciepłych człowieka, określonych za pomocą wskaźnika *STI*, w wybranych miejscowościach, 1971–1990

-2 – zimno, -1 – chłodno, 0 – komfortowo, 1 – ciepło, 2 – gorąco, 3 – bardzo gorąco

Frequency of various thermal sensations in man, defined on the basis of the subjective temperature (*STI*), at the seaside (Łeba) and mountain (Rabka) stations, 1971–1990

-2 – cold, -1 – cool, 0 – comfortable, 1 – warm, 2 – hot, 3 – very hot

### Obciążenie cieplne organizmu (*HL*)

W ocenie stosunków biotermicznych istotne jest nie tylko subiektywne odczucie ciepłe związane z przebywaniem w danych warunkach otoczenia, ale także określenie, jak duże jest obciążenie układu termoregulacyjnego związane



z ustabilizowaniem się wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem na poziomie zbliżonym do homeotermii (pod tym terminem rozumie się zachowanie względnie stałej temperatury wewnętrznej niezależnie od warunków termicznych otoczenia). W obecnym opracowaniu do oceny stopnia obciążenia układu termoregulacyjnego zastosowano wskaźnik obciążenia cieplnego (*HL*).

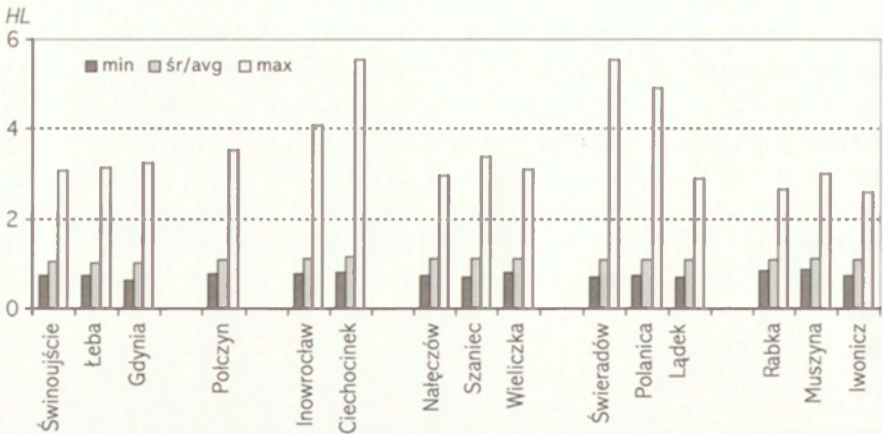
Analizując średnie miesięczne wartości wskaźnika *HL* można zauważyć, że przez znaczną część roku (od października do kwietnia) utrzymują się one na poziomie odpowiadającym warunkom termoneutralnym (a więc w bardzo niewielkim stopniu obciążającym układ termoregulacyjny) lub też powodują „stres chłodu”. W pozostałych miesiącach panuje „stres ciepła” lub „stres gorąca” (tab. 3).

Tabela 3. Średnie miesięczne wartości wskaźnika obciążenia cieplnego (*HL*), 1971–1990

Miejscowość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Świnoujście	0,955	0,971	0,985	1,015	1,123	1,145	1,214	1,247	1,071	1,001	0,967	0,952
Leba	0,935	0,960	0,978	1,010	1,096	1,097	1,141	1,166	1,057	0,996	0,947	0,924
Gdynia	0,946	0,966	0,987	1,002	1,038	1,096	1,161	1,167	1,062	0,995	0,961	0,942
Połczyn Zdrój	0,955	0,973	0,987	1,033	1,227	1,240	1,292	1,298	1,086	1,005	0,964	0,953
Inowrocław	0,961	0,976	0,994	1,051	1,271	1,337	1,410	1,401	1,137	1,021	0,975	0,959
Ciechocinek	0,963	0,975	0,994	1,061	1,270	1,458	1,488	1,417	1,168	1,025	0,973	0,961
Nalęczów	0,962	0,978	0,997	1,073	1,248	1,284	1,347	1,366	1,147	1,029	0,975	0,961
Szaniec	0,964	0,977	1,003	1,047	1,211	1,254	1,349	1,332	1,133	1,030	0,975	0,960
Wieliczka	0,976	0,988	1,009	1,073	1,205	1,258	1,340	1,344	1,149	1,052	0,988	0,975
Świeradów Zdrój	0,971	0,987	0,999	1,025	1,153	1,169	1,214	1,237	1,101	1,037	0,982	0,966
Polanica Zdrój	0,969	0,984	1,002	1,048	1,177	1,210	1,303	1,318	1,130	1,040	0,984	0,969
Łądek Zdrój	0,969	0,983	0,999	1,032	1,148	1,177	1,258	1,272	1,105	1,025	0,979	0,968
Rabka Zdrój	0,990	0,997	1,013	1,047	1,140	1,198	1,241	1,266	1,124	1,049	0,997	0,989
Muszyna Zdrój	0,983	0,990	1,013	1,056	1,170	1,227	1,304	1,299	1,144	1,036	0,992	0,983
Iwonicz Zdrój	0,967	0,982	1,004	1,044	1,144	1,164	1,209	1,222	1,103	1,025	0,978	0,963

O możliwym zakresie wskaźnika *HL* informuje także porównanie wartości skrajnych, zanotowanych w badanym okresie 1971–1990. Najniższa wartość *HL* wystąpiła w Gdyni i wyniosła 0,642. W większości z badanych miejscowości (poza Rabką i Muszyną) wartości najniższe *HL* mieściły się w zakresie wskazującym na silny stres zimna. Wartości najwyższe *HL* przekraczały 5,5 (Świeradów, Ciechocinek). W każdej z porównywanych miejscowości najwyższe wartości wskaźnika mieściły się w przedziale informującym o bardzo silnym stresie gorąca i niebezpieczeństwie przegrzania organizmu (ryc. 4).

Ilustracją dużego zróżnicowania sezonowego i regionalnego obciążeń cieplnych organizmu na obszarze Polski jest porównanie częstości wskaźnika *HL* w różnych przedziałach wartości. Biorąc pod uwagę wartości średnie roczne, zróżnicowanie regionalne obciążeń cieplnych zaznacza się dość słabo, wyraźne różnice przestrzenne widać natomiast w okresie letnim. Na zdecydowaną dominację, w roku, warunków termoneutralnych wpływa przede wszystkim prawie stu procentowa częstość takich sytuacji, w większości badanych stacji, w okresie



Ryc. 4. Średnie roczne (śr) oraz najniższe (min) i najwyższe (max) wartości wskaźnika obciążenia cieplnego organizmu (HL) zanotowane na wybranych stacjach meteorologicznych w okresie 1971–1990

Annual mean (avg), lowest (min) and highest (max) registered values for the heat load index (HL) at selected sites in Poland, 1971–1990

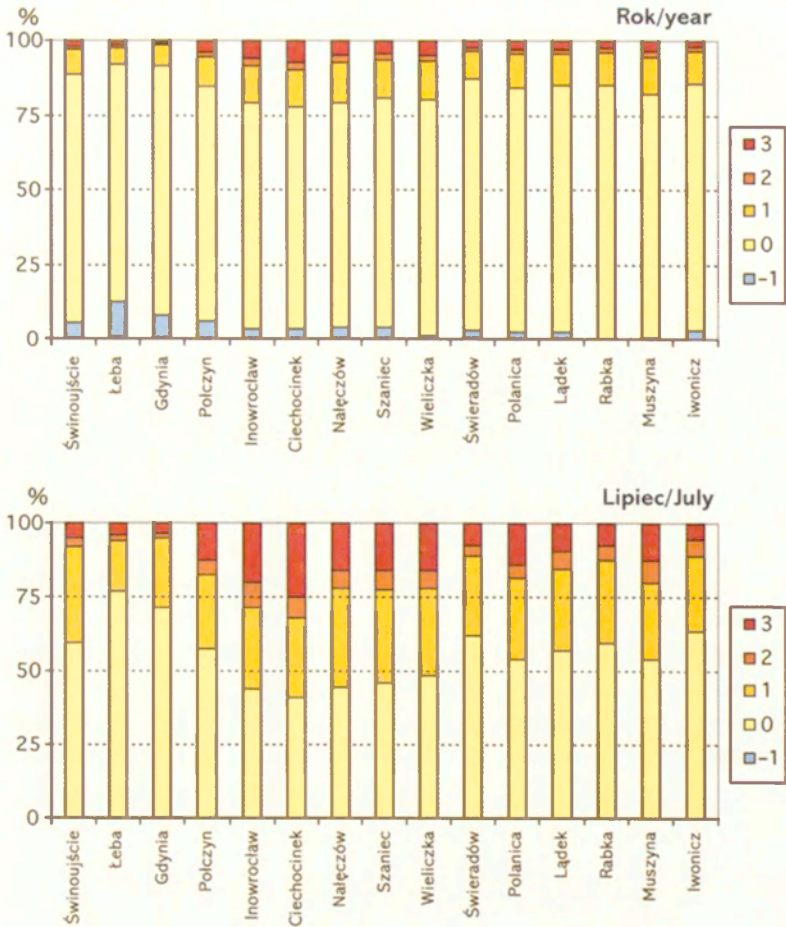
od listopada do marca. Dane dotyczące lipca pokazują natomiast, że poszczególne obszary Polski różnią się znacznie pod względem sytuacji obciążających układ termoregulacyjny. Wyraźnie zaznacza się odrębność miejscowości położonych w Polsce środkowej, gdzie warunki termoneutralne nie przekraczają 50% dni w miesiącu, a warunki wskazujące na występowanie silnego i bardzo silnego stresu gorąca stanowią 20–25% dni. Dla kontrastu, w miejscowościach nadmorskich częstość warunków termoneutralnych przekracza 60%, a pogoda sprzyjająca silnemu i bardzo silnemu stresowi gorąca należy do rzadkości (ryc. 5). Nad wybrzeżem Bałtyku w okresie od listopada do lutego notuje się natomiast wyraźnie zwiększoną częstość przypadków stresu chłodu i zimna, mogących stanowić łącznie od 20 do 50% dni w miesiącu.

### Stres termofizjologiczny (PhS)

Średnie miesięczne wartości wskaźnika PhS są silnie zróżnicowane sezonowo i regionalnie. W miesiącach letnich wahają się one od około 1,0 w Polsce środkowej oraz w dolinach karpaccyckich (co wskazuje na względną równowagę strat ciepła przez unoszenie i przez parowanie) do 1,4–1,9 w miejscowościach nadmorskich (co świadczy o zdecydowanej dominacji konwekcyjnych strat ciepła z organizmu). Zimą na obszarze całej Polski wartości PhS przekraczają 2,0, a nad Bałtykiem i w Polsce środkowej – nawet 3,0. Oznacza to, że ilość ciepła oddawanego z organizmu człowieka do otoczenia drogą unoszenia jest 2–3-krotnie większa niż ewaporacyjne straty ciepła (tab. 4).

Regionalne zróżnicowanie stresu termofizjologicznego widać także bardzo





Ryc. 5. Częstość występowania różnych obciążeń cieplnych organizmu, określonych za pomocą wskaźnika *HL*, w wybranych miejscowościach, 1971–1990

-3 – bardzo silny stres zimna, -2 – silny stres zimna, -1 – stres chłodu, 0 – warunki termoneutralne, 1 – stres ciepła, 2 – silny stres gorąca, 3 – bardzo silny stres gorąca

Frequency of various classes of heat load in man (*HL*) at selected sites in Poland, 1971–1990

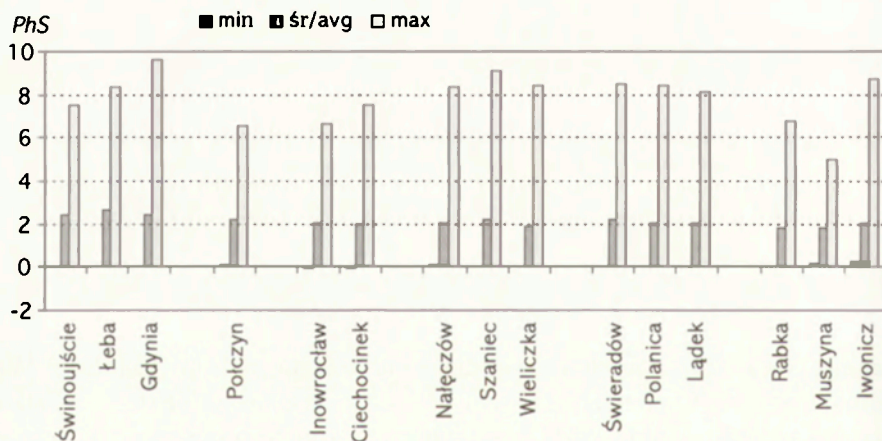
-3 – extremal cold stress, -2 – great cold stress, -1 – cool stress, 0 – thermoneutral, 1 – warm stress, 2 – great hot stress, 3 – extremal hot stress

wyraźnie, gdy analizujemy skrajne wartości *PhS* badanego dwudziestolecia. Wartości najniższe we wszystkich miejscowościach były zbliżone do zera; wskazuje to, że w każdym regionie Polski występowały sytuacje pogodowe powodujące w organizmie człowieka silne natężenie stresu gorąca i związane z tym reakcje dostosowawcze organizmu do warunków termicznych otoczenia (silne pocenie się, podwyższenie temperatury skóry, zmniejszenie ciśnienia krwi itd.). Najwyższe wartości *PhS* wynosiły się od około 5 (pięciokrotna przewaga unoszenia nad parowaniem) w Muszynie do około 9 w Gdyni, Szańcu i Iwoniczu (ryc. 6).

Tabela 4. Średnie miesięczne wartości wskaźnika stresu termofizjologicznego (*PhS*), 1971–1990

Miejscowość	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Świnoujście	3,309	3,247	2,986	2,705	2,074	1,677	1,432	1,369	1,782	2,270	2,909	3,198
Łeba	3,654	3,472	3,236	2,869	2,200	1,899	1,650	1,552	1,997	2,477	3,204	3,554
Gdynia	3,425	3,293	3,015	2,637	2,102	1,712	1,457	1,416	1,809	2,362	2,952	3,267
Polczyn Zdrój	3,210	3,046	2,778	2,254	1,543	1,385	1,240	1,191	1,710	2,200	2,823	3,048
Inowrocław	3,173	2,980	2,569	2,040	1,336	1,140	0,999	1,016	1,532	2,009	2,678	3,011
Ciechocinek	3,055	2,969	2,644	2,039	1,378	1,066	0,975	1,003	1,425	1,968	2,639	2,898
Nalęczów	3,182	2,911	2,627	2,076	1,390	1,248	1,037	1,029	1,543	2,105	2,751	2,968
Szaniec	3,295	3,137	2,690	2,246	1,524	1,329	1,145	1,076	1,603	2,159	2,835	3,139
Wieliczka	2,865	2,705	2,324	1,945	1,381	1,217	1,068	1,039	1,426	1,819	2,412	2,708
Świeradów Zdrój	3,140	2,823	2,613	2,210	1,652	1,479	1,304	1,277	1,656	2,088	2,718	3,087
Polanica Zdrój	3,059	2,825	2,509	2,092	1,503	1,310	1,137	1,096	1,509	1,957	2,537	2,892
Łądek Zdrój	2,973	2,803	2,491	2,064	1,506	1,330	1,170	1,133	1,528	1,982	2,603	2,837
Rabka Zdrój	2,540	2,434	2,179	1,849	1,353	1,213	1,096	1,045	1,380	1,712	2,241	2,461
Muszyna Zdrój	2,666	2,546	2,209	1,861	1,385	1,201	1,040	1,031	1,355	1,768	2,294	2,538
Iwonicz Zdrój	3,164	2,882	2,435	1,976	1,459	1,293	1,158	1,161	1,549	2,041	2,769	3,073

Należy oczywiście pamiętać, że sam fakt wystąpienia skrajnie niskich lub skrajnie wysokich wartości jakiegokolwiek charakterystyki klimatycznej czy bioklimatycznej mówi jedynie o możliwym, zaobserwowanym, zakresie danego elementu klimatu i bioklimatu. Od samego stwierdzenia, że w danej miejscowości należy się liczyć z możliwością wystąpienia wyjątkowo niskich lub wyjątkowo wysokich wartości jakiego elementu bioklimatu ważniejsze jest określenie, jak często pojawiają się jego wartości o określonym oddziaływaniu na człowieka.

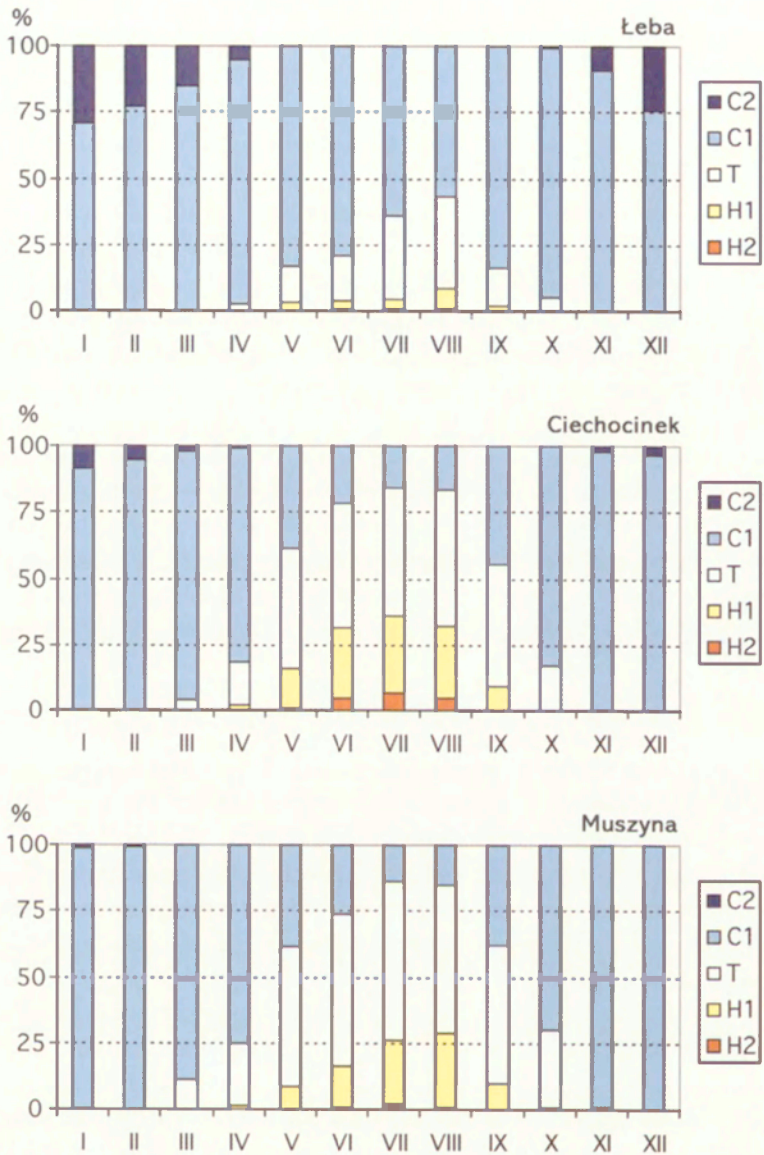


Ryc. 6. Średnie roczne (śr) oraz najniższe (min) i najwyższe (max) wartości wskaźnika stresu termofizjologicznego (*PhS*) zanotowane na wybranych stacjach meteorologicznych w okresie 1971–1990

Annual means (avg), lowest (min) and highest (max) registered values for physiological strain index (*PhS*) at selected sites in Poland, 1971–1990



Do ilustracji regionalnego zróżnicowania natężenia stresu termofizjologicznego wybrano dane z trzech stacji: Łeby, Ciechocinka i Muszyny (ryc. 7). Porów-



Ryc. 7. Częstość występowania różnych rodzajów stresu termofizjologicznego (*PhS*), w wybranych miejscowościach, 1971–1990; C2 – duże natężenie stresu zimna, C1 – znaczne natężenie stresu zimna, T – warunki termoneutralne, H1 – znaczne natężenie stresu gorąca, H2 – duże natężenie stresu gorąca

Frequency of various physiological strain types (*PhS*), at the seaside (Łeby), lowland (Ciechocinek) and mountain (Muszyna) stations, 1971–1990; C2 – intensive cold strain, C1 – moderate cold strain, T – thermoneutral, H1 – moderate hot strain, H2 – intensive hot strain

nując częstość występowania różnych wartości wskaźnika *PhS* można zauważyć kilka istotnych prawidłowości. W Łebie bardzo wyraźnie zaznacza się zimą zwiększona częstość wysokich wartości wskaźnika stresu termofizjologicznego, informujących o bardzo dużym natężeniu stresu zimna. W takich warunkach należy chronić się przed wychłodzeniem organizmu poprzez na przykład zmianę odzieży na taką, która ma zwiększone właściwości termoizolacyjne. Dość często sytuacje takie są także spotykane zimą w Ciechocinku, natomiast tylko sporadycznie występują one w Muszynie.

Dużą sezonową kontrastowością warunków biotermicznych, opisanych wskaźnikiem *PhS*, odznacza się Ciechocinek (ale także inne miejscowości położone w centralnej części Polski). Zimą dość często występuje tu stres zimna o bardzo dużym natężeniu, natomiast latem przez 5–6% dni w miesiącu pojawia się stres gorąca o bardzo dużej intensywności. Warunki takie wymagają szczególnej ostrożności podczas zajęć na wolnym powietrzu, wiążących się ze znacznym wysiłkiem fizycznym.

Najłagodniejsze warunki biotermiczne obserwuje się w Muszynie. Od maja do września, przez większość dni w miesiącu, występują warunki termoneutralne, wywołujące bardzo słabe reakcje termoregulacyjne organizmu. Od października do kwietnia zaznacza się tu (a także w innych miejscowościach karpacczych) dominacja znacznego stresu zimna, który w przypadku osób starszych i chorych oraz dzieci może stanowić zagrożenie dla zachowania równowagi cieplnej organizmu.

## Podsumowanie

Zaprezentowany powyżej obraz zróżnicowania przestrzennego i sezonowego warunków biotermicznych w Polsce jest w zasadzie zgodny z wynikami wcześniejszych prac dotyczących podobnych zagadnień. Wcześniejsze prace odnoszące się do oceny warunków bioklimatycznych Polski pozwalały jednak jedynie na dokonanie względnego porównania poszczególnych regionów i okresów roku. Zastosowane obecnie wskaźniki biotermiczne umożliwiają natomiast określenie wymiernych fizjologicznie oddziaływań warunków meteorologicznych, panujących w poszczególnych miejscach i porach roku, na organizm człowieka.

Na podkreślenie zasługuje większe zróżnicowanie przestrzenne warunków biotermicznych w miesiącach zimowych niż w miesiącach letnich. Ma na to wpływ znacznie większa różnorodność mas powietrza i kierunków jego adwekcji w okresie ciepłym niż w okresie chłodnym, kiedy to cały obszar Polski podlega najczęściej wpływom takiej samej masy powietrza.

Wartości wskaźnika obciążenia cieplnego (*HL*) wskazują na duże możliwości adaptacyjne organizmu do warunków otoczenia. U większości osób nie powoduje to nadmiernego obciążenia układu termoregulacyjnego. Warunki skrajne zdarzają się stosunkowo rzadko, znacznie jednak częściej latem niż zimą.

Informacje, których dostarcza analiza wskaźnika stresu termofizjologicznego



(PhS) pozwalają na próbę oceny rodzaju i intensywności procesów dostosowawczych. W półroczu chłodnym intensywne procesy dostosowawcze do zimnych warunków otoczenia zaznaczają się wyraźnie tylko na wybrzeżu Bałtyku. Sytuacje takie są uciążliwe i niewskazane dla osób niezaaklimatyzowanych, głównie starszych i dzieci. Sytuacje pogodowe uaktywniające silne procesy dostosowawcze do gorących warunków otoczenia są natomiast stosunkowo często obserwowane w Polsce środkowej oraz w Karpatach.

## Piśmiennictwo

- Beaumont W. van, Bullard R. W., 1965, *Sweating: Direct influence of skin temperature*, Science, 147, 3664, s. 1465–1467.
- Blanc J. de, 1975, *Man in the Cold*, Ch. C. Thomas Publ., Springfield.
- Błażejczyk K., 1983, *Bioklimatyczna ocena i typologia uzdrowisk Polski*, Dokumentacja Geograficzna, 3.
- , 1985, *Analiza stosunków opadowych w Polsce z punktu widzenia rekreacji i klimatoterapii*, Przegląd Geograficzny, 57, 1-2, s. 139–155.
- , 1992, *Bioklimatyczna analiza warunków pogodowych w Polsce*, Zeszyty IGiPZ PAN, 8.
- , 1993, *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 159.
- , 1998, *Promieniowanie słoneczne a gospodarka cieplna organizmu człowieka*, Zeszyty IGiPZ PAN, 51.
- , 1999, *Influence of solar radiation on skin temperature in standing and walking subjects outdoors*, [w:] J.A. Hodgdon, J.H. Heaney, M.J. Buono (red.), *Environmental Ergonomics VIII, International Series on Environmental Ergonomics, vol. 1, Selected papers from the 8<sup>th</sup> International Conference on Environmental Ergonomics, San Diego, California, USA, 18–23 Oct. 1998*, Naval Health Research Center, San Diego State University, San Diego, s. 57–60.
- , 2000, *Influence of extremal heat waves on man*, Instytut Geografii UJ, Prace Geograficzne, 108, s. 101–108.
- , 2001, *Bilans cieplny człowieka jako narzędzie badań bioklimatycznych*, Przegląd Geograficzny, 73, 4, s. 535–554.
- Błażejczyk K., Holmer I., Nilsson H., 1998, *Absorption of solar radiation by an ellipsoid sensor simulated the human body*, Applied Human Sciences, 17, 6, s. 267–273.
- Błażejczyk K., Kozłowska-Szczęsna T., 1994, *Conditiones bioclimatiques de la Pologne – quelques exemples des recherches regionales et locales*, Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 7, s. 163–168.
- Błażejczyk K., Kozłowska-Szczęsna T., Krawczyk B., 1994, *Recent bioclimatological studies in Poland*, Geographia Polonica, 63, s. 37–49.
- Błażejczyk K., Tokura H., Bortkiewicz A., Szymczak W., 2000, *Solar radiation and thermal physiology in man*, [w:] R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke, A. Auliciems (red.), *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of Millennium. Selected papers from the Conference ICB-ICUC'99 (Sydney, 8–12 November 1999)*, World Meteorological Organization, Geneva, s. 267–271.
- Clark R. P., Edholm O. G., 1985, *Man and his Thermal Environment*, E. Arnold Ltd., London.
- Holmer I., 1988, *Assessment of cold stress in terms of required clothing insulation – IREQ*, International Journal of Industrial Ergonomics, 3, s. 159–166.

- Kenney W. L., 1985, *A review of comparative responses of men and women to heat stress*, Environmental Research, 37, 1, s. 1–11.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1987, *Typy bioklimatu Polski*, Problemy Uzdrowiskowe, 5-6, s. 37–47.
- , 1991, *Antropoklimat Polski* (próba syntezy), Zeszyty IGI PZ PAN, 1.
- Kozłowska-Szczęśna T. (red.), 1986, *Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. I, Dokumentacja Geograficzna*, 3.
- , 1991, *Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. II, Dokumentacja Geograficzna*, 1.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., 1998, *Promieniowanie słoneczne i jego wpływ na organizm człowieka*, Balneologia Polska, 40, 1-2, s. 130–141.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody ich zastosowania w badaniach bioklimatu Polski*, IGI PZ PAN, Monografie, 1, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*, IGI PZ PAN, Monografie, 3, Warszawa.
- Krawczyk B., 1984, *Struktura bilansu cieplnego ciała człowieka na wybrzeżu Bałtyku*, [w:] T. Kozłowska-Szczęśna (red.), *Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej. Cz. V, Dokumentacja Geograficzna*, 1-2, s. 103–115.
- , 1988, *Uciążliwość warunków biotermicznych w Polsce*, Problemy Uzdrowiskowe, 9-10, s. 83–94.
- , 1991, *Próba typologii bioklimatycznej Polski na podstawie temperatur radiacyjno-efektywnych*, Przegląd Geograficzny, 1-2, s. 43–55.
- , 1993, *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, Prace Geograficzne, IGI PZ PAN, 160.
- , 2000, *Izolacyjność cieplna odzieży jako wskaźnik oceny warunków biotermicznych*, Balneologia Polska, 62, 3-4, s. 105–111.
- , 2001, *Ryzyko wystąpienia stresu ciepła w wybranych uzdrowiskach polskich*, Balneologia Polska, 43, 1-2, s. 88–93.
- Malchaire J. B., 1991, *Predicted sweat rate in fluctuating thermal conditions*, European Journal of Applied Physiology, 63, s. 282–287.
- Mitchell D., 1977, *Physical basis of thermoregulation*, [w:] D. Robertshaw (red.), *Environmental Physiology II*, International Review of Physiology, 15, University Park Press, s. 1–21.

[Wpłynęło: kwiecień 2003; poprawiono: wrzesień 2003 r.]

## KRZYSZTOF BLAZEJCZYK

### BIOHERMAL FEATURES OF THE CLIMATE OF POLAND

The bioclimatic conditions of Poland have been characterised several times with the use of traditional biometeorological indices. While the previous studies offered a general message dealing with the seasonal and spatial distribution of bioclimate, they did not include information on direct, physiological relationships between man and his surroundings. This paper proposes a new approach based on the human heat balance analysis. Biothermal indices like subjective temperature (*STI*), heat load (*HL*) and physiological strain (*PhS*) are derived from the man-environment heat exchange model *MENEX\_2002*. *STI* evaluates the thermal sensations in man outdoors during light physical activity. *HL* assesses the loading of the thermoregulatory system in man in a fluctuating outdoor climate. *PhS* defines the kind and intensity of physiological processes



---

during adaptation to ambient thermal conditions. All the indices used point to great seasonal and spatial differentiation to the bioclimate of Poland. The most individual biothermal characteristics are those observed at seashore and mountain valley locations. A detailed analysis of biothermal conditions would be used in health resort treatment, tourism and recreational activity, as well as in assessing work conditions outdoors.





## Gatunki roślin naczyniowych runa borów sosnowych jako wskaźniki przestrzennej zmienności niektórych charakterystyk klimatu i gleb w Europie Północnej i Środkowej

*The species of vascular plants of herb layer of pine forest  
as indicators of climate characteristics and soil features  
in Northern and Central Europe*

EWA ROO-ZIELIŃSKA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,  
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55; e-mail: e.roo@twarda.pan.pl

**Zarys treści.** Przedmiotem artykułu są gatunki roślin naczyniowych warstwy runa występujące na 10 stanowiskach leśnych reprezentujących bory sosnowe ze związków *Phyllocladoc-Vaccinion* i *Dicrano-Pinion* rozmieszczonych wzdłuż transektu N-S w Europie Północnej i Środkowej między 50°28' i 70°09' N – w Norwegii (N1), Finlandii (FN1, FN2, FN3), Estonii (ES1), Łotwie (LT1), na Litwie (LI1) i w Polsce (PL1, PL2, PL3). Podstawowym celem pracy jest określenie związku między udziałem gatunków roślin naczyniowych runa o znanych wymaganiach ekologiczno-siedliskowych: klimatycznych odnośnie do temperatury (T) oraz wilgotności (F) i kwasowości (R) podłoża a wybranymi charakterystykami klimatycznymi oraz właściwościami chemicznymi gleb.

**Słowa kluczowe:** ekologiczne grupy gatunków, fitoindykacja, metoda Ellenberga, temperatura, wilgotność, kwasowość, wskaźnik higrotermiczny.

### Wstęp

W Zakładzie Geoekologii IGiPZ PAN przez 10 lat (1992–2002) prowadzono badania nad zróżnicowaniem struktury i funkcjonowania borów sosnowych (ze związku *Dicrano-Pinion*) w gradientach zmian klimatu. Wytyczono w Europie Środkowej i Północnej dwa transekty: (1) równoleżnikowy – 10 powierzchni badawczych borów sosnowych zlokalizowano: w Niemczech, Polsce i na Białorusi; transekt obejmował ponad 20° długości geograficznej wschodniej (od 12°25' do 32°37' E) Chrisdorf (Niemcy wschodnie) – Uzłogi (Białoruś wschodnia) oraz (2) północny rozciągający się między 50°28' i 70°09' N – 10 powierzchni borów sosnowych zlokalizowano w Norwegii (N1), Finlandii (FN1, FN2, FN3), Estonii (ES1), Łotwie (LT1), na Litwie (LI1) i w Polsce (PL1, PL2, PL3) – rycina 1.

Badania na transekcie równoleżnikowym prowadzone w latach 1992–1997 zostały zwieńczone dużym opracowaniem (Brey Meyer i Roo-Zielińska, red., 1998), a uzyskane wyniki pokazały, że w miarę przesuwania się na wschód wzdłuż równoleżnika 52°N, wraz z rosnącym kontynentalizmem klimatu wzrasta różnorodność runa (Solon, 1998), biomasy runa i warstwy mszystej (Roo-Zielińska i Solon, 1998), ustępują gatunki oceaniczne i suboceaniczne (Roo-Zielińska, 2002); na wschodzie wyższe są przyrosty radialne drzew (Zielski i Sygit, 1998), większa jest też różnorodność makrofauny glebowej (Khotko, 1998).

Badania na transekcie północnym prowadzono w latach 1997–2001. Różnica średniej rocznej temperatury (na podstawie wieloletnich pomiarów) między dwiema ekstremalnymi powierzchniami – najbardziej północną norweską (N1) i najbardziej południową polską (PL3) wynosi 9°C, ponadto obserwuje się wyraźny, regularny wzrost ku południowi średniej wieloletniej temperatury powietrza (Brey Meyer, 2003).

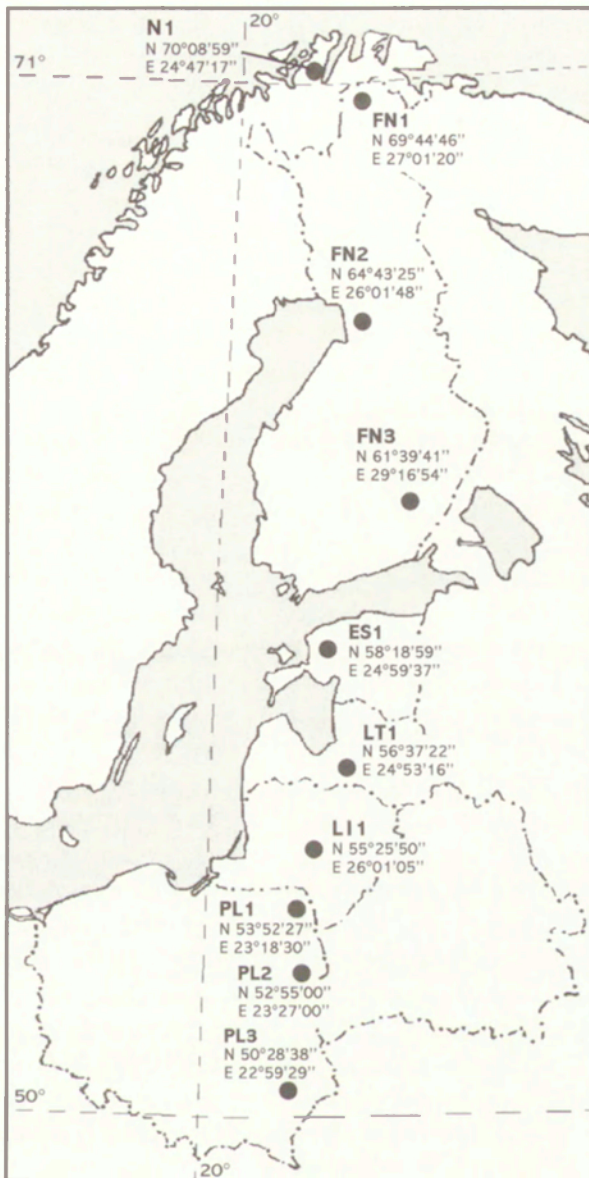
Zbiorowiska leśne wszystkich analizowanych powierzchni występują na glebach bielcowych (Degórski, 2002, 2003) i należą do klasy *Vaccinio-Piceetea* tzn. eurosyberyjskich, acydofilnych, oligo- i mezotroficznych zbiorowisk z przewagą szpilkowych gatunków drzew, krzewinek i mszaków (Matuszkiewicz, 2001). Z wyjątkiem dwóch powierzchni – norweskiej N1 i najbardziej północnej fińskiej FN1, które należą do związku *Phyllodoce-Vaccinion* (Bohn i inni, 1996), pozostałych osiem reprezentuje związek *Dicrano-Pinion*, czyli naturalne acydofilne oligo- i mezotroficzne zbiorowiska borowe z przewagą sosny *Pinus sylvestris* w drzewostanie i runem krzewinkowo- lub trawiasto-mszystym.

Analizowane powierzchnie są stosunkowo ubogie w gatunki runa – od 9 na fińskiej powierzchni FN1 do 24 na polskiej PL2 w Browsku, choć we wszystkich zdjęciach wystąpiły łącznie 54 gatunki. Ponadto zarejestrowano obecność 6 gatunków drzew, 15 – krzewów oraz 26 gatunków mszaków i 80 gatunków porostów. W warstwie runa do gatunków występujących prawie na wszystkich powierzchniach badawczych należą: borówka brusznica (*Vaccinium vitis-idaea*), borówka czernica (*Vaccinium myrtillus*) i wrzos zwyczajny (*Calluna vulgaris*), z wyjątkiem powierzchni norweskiej N1 i północnej fińskiej FN1. Na północnych stanowiskach norweskim i trzech fińskich duże jest pokrycie bazyli czarnej *Empetrum nigrum*.

Pod względem podobieństwa składu gatunkowego roślin naczyniowych runa analizowane powierzchnie dzielą się na dwie wyraźne grupy: pierwsza obejmuje powierzchnię norweską i wszystkie fińskie, druga pozostałe. Podkreślić należy, że wraz z ocieplaniem klimatu oraz przesuwaniem się na południe wzrasta liczba gatunków naczyniowych runa. Warstwa runa najsilniej odzwierciedla położenie geograficzne powierzchni badawczych (Solon, 2003b).

W odrębnym opracowaniu wykazano, że udział gatunków roślin o określonych wymaganiach klimatycznych i siedliskowych na transekcie N–S zmienia się w kierunku południowym wraz ze zmniejszaniem szerokości geograficznej.





Ryc. 1. Lokalizacja powierzchni badawczych na transekcie północ-południe  
Location of research plots on N-S transect

W kierunku południowym pojawiają się gatunki obszarów umiarkowanie ciepłych i dotyczy to niemal w równym stopniu ich liczby i pokrycia projekcyjnego; zmienność ta jest dobrze skorelowana z szerokością geograficzną. Maleje udział gatunków siedlisk umiarkowanie wilgotnych, a pojawiają się gatunki wskazujące na siedliska suche, ustępują gatunki siedlisk kwaśnych i bardzo kwaśnych, a po-

jawiają się gatunki wskazujące na gleby słabo kwaśne, których nie odnotowano na siedliskach północnych. Warto podkreślić, że zależność tych grup gatunków od szerokości geograficznej dobrze wyrażają wysokie wartości współczynników korelacji (Roo-Zielińska, 2003).

Wykazana zmienność przestrzenna udziału grup gatunków wraz z położeniem geograficznym była inspiracją do podjęcia analizy roli wskaźnikowej gatunków i ich relacji do makroprzestrzennych zmian charakterystyk klimatycznych i glebowych, które – jak należy sądzić – mają wpływ na określony skład gatunkowy badanych zbiorowisk leśnych. Wydaje się to tym ciekawsze, iż rozpatrywany jest jeden typ gleb (bielicowych) (Degórski, 2002) i zbliżone pod względem składu gatunkowego zbiorowiska leśne (bory sosnowe w większości ze związku *Dicrano-Pinion*) (Solon, 2003a).

Ponadto w literaturze przedmiotu wciąż niewiele jest prac określających wartość wskaźnikową gatunków roślinnych przez porównanie ich skali ekologicznej z bezpośrednio zmierzonymi elementami abiotycznymi (klimatycznymi i glebowymi). Do takich należą m.in. opracowania M. Degórskiego (1982) oraz E. Roo-Zielińskiej (materiały niepublikowane).

M. Degórski (1982) w swoich badaniach podkreślił wysoki stopień korelacji między bezpośrednio zmierzonym pH gleby a tzw. liczbą reakcji gatunków wskaźnikowych. Porównywano także wyniki pomiarów klimatycznych ze wskaźnikami bioindykacyjnymi, głównie stopnia kontynentalizmu (Degórski, 1984, Roo-Zielińska, 2002).

Podstawowym celem pracy jest określenie związku między: wybranymi charakterystykami klimatycznymi stanowisk (średnia roczna wieloletnia temperatura powietrza oraz wskaźnik higrotermiczny Sielaninowa) i właściwościami chemicznymi gleb (udział jonów wodorowych w roztworze glebowym ( $H^+$ ) oraz stopień wysycenia pojemności kompleksu sorpcyjnego gleb kationami wapnia (VCa) w poziomie próchniczo-akumulacyjnym gleb) a udziałem gatunków roślin o znanych wymaganiach ekologiczno-siedliskowych: klimatycznych – w stosunku do temperatury T i glebowych – w stosunku do wilgotności F i kwasowości R. Na tej podstawie próbuje się odpowiedzieć na pytanie, czy gatunki roślin warstwy runa „zareagowały” na zmieniające się w kierunku południkowym warunki klimatyczne, a także – choć w mniejszym stopniu – ekologiczno-siedliskowe.

Roślinność jako istotny składnik ekosystemu jest powiązana z innymi jego komponentami zależnościami o charakterze sprzężeń zwrotnych. Można zatem na podstawie rozpoznania składu, liczby i udziału powierzchniowego gatunków roślin budujących zbiorowiska roślinne wnioskować o innych składowych ekosystemu. Na podstawie występowania gatunków roślin o znanych wymaganiach ekologiczno-siedliskowych można więc oceniać warunki środowiska abiotycznego i jednocześnie określać amplitudę ekologiczną zbiorowisk roślinnych znając cechy wskaźnikowe gatunków je tworzących. Na tym założeniu opierają się metody fitoindykacji, wykorzystujące wartość informacyjną gatunków roślinnych do



określenia wielu komponentów środowiska przyrodniczego, które dla życia roślin są ekologicznie istotne. Za podstawowe jednostki odniesienia w ocenach fitoindykacyjnych uważa się gatunki roślin, zbiorowiska roślinne lub ich typy – fitocozozy (Matuszkiewicz, 2001; Kostrowicki i inni, 1992).

Na potrzeby tego opracowania wykorzystano skalę gatunkową Ellenberga (Lindacher, red., 1995). Określa ona warunki środowiska abiotycznego na podstawie występowania w zbiorowisku gatunków roślin wskaźnikowych o znanych wymaganiach ekologiczno-siedliskowych.

Warto podkreślić, że wartość indykacyjna gatunku lub zbiorowiska zależy od stopnia sprzężenia z obiektem indykacji, w tym wypadku z warunkami klimatyczno-siedliskowymi. Istotne jest zatem uwzględnienie nie tylko liczby gatunków, lecz także ich udziału powierzchniowego; im większe pokrycie projekcyjne gatunku, tym wyższa jego wartość jako indykatora warunków, w których bytuje.

Charakterystyka geobotaniczna każdego z 10 stanowisk borów sosnowych na transekcie północ-południe (Solon, 2003a) stanowi w niniejszym opracowaniu podstawę rozważań nad zmiennością przestrzenną gatunków roślin naczyniowych runa o określonych wymaganiach ekologiczno-siedliskowych w stosunku do temperatury i wilgotności powietrza oraz wilgotności i kwasowości gleb. Gatunki o podobnych wymaganiach klimatycznych i glebowych połączono w ekologiczne grupy roślin wskaźnikowych (Ellenberg, 1950; Wójcik, 1983; Van der Maarel 1993, Roo-Zielińska, 2003).

## Metody

Podstawą analizy fitoindykacyjnej każdej z 10 powierzchni badawczych była charakterystyka florystyczna płata roślinnego zapisana w postaci zdjęcia fitosocjologicznego.

Do przeprowadzenia analizy fitoindykacyjnej zastosowano, jak wspomniano wcześniej, metodę liczb wskaźnikowych Ellenberga (i inni, 1991), przy czym przedmiotem badań są tylko gatunki roślin naczyniowych warstwy runa (warstwa C), a ich wymagania ekologiczno-siedliskowe oszacowano w skali 9-stopniowej (wyrażonej wzrostem natężenia danego czynnika) w stosunku do temperatury oraz wilgotności i kwasowości gleb.

Gatunki roślin o podobnych wymaganiach klimatycznych i siedliskowych połączono w następujące grupy:

- wskaźniki warunków termicznych (T) – gatunki obszarów zimnych (T 1–2), umiarkowanie chłodnych (T 3–5), umiarkowanie ciepłych (T 6–7);
- wskaźniki wilgotności (F) – gatunki gleb suchych (F 1–3), świeżych (F 4–5), umiarkowanie wilgotnych (F 6–7), wilgotnych (F 7–9);
- wskaźniki kwasowości (R) – gatunki gleb bardzo kwaśnych (R 1), kwaśnych (R 1–3), słabo kwaśnych (R 4–6), obojętnych i zasadowych (R 7–9).

Należy zaznaczyć, że w każdej z omówionych grup są gatunki o szerokim spektrum ekologiczno-siedliskowym ( $T=0$ ,  $F=0$ ,  $R=0$ ), nie mogą więc być wskaźnikami warunków, w których bytują (Ellenberg i inni, 1991).

Dla każdego z 10 stanowisk obliczono udziały procentowe poszczególnych grup wskaźników – oddzielnie dla liczby gatunków oraz ich pokrywania. Statystyczny związek między wybranymi charakterystykami klimatycznymi stanowisk a udziałem gatunków roślin o znanych wymaganiach klimatycznych i glebowych opisano dla dziewięciu stanowisk (z wyłączeniem powierzchni norweskiej N1, ze względu na brak danych klimatycznych i glebowych) na podstawie linii regresji przy wykorzystaniu programu CurveExpert. Wartości: wskaźnika higrotermicznego Sielaninowa ( $H$ )<sup>1</sup>, stężenia jonów wodorowych  $H^+$  oraz stopnia wysycenia pojemności kompleksu sorpcyjnego gleb kationami wapnia (VCa) w poziomie próchniczo-akumulacyjnym zaczerpnięto z pracy M. Degórskiego (2002).

## Wyniki badań

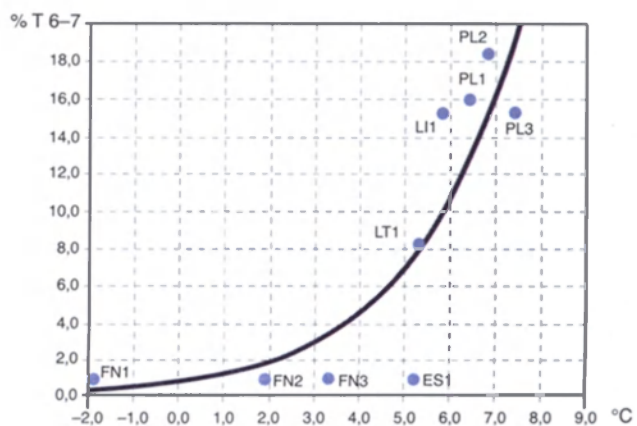
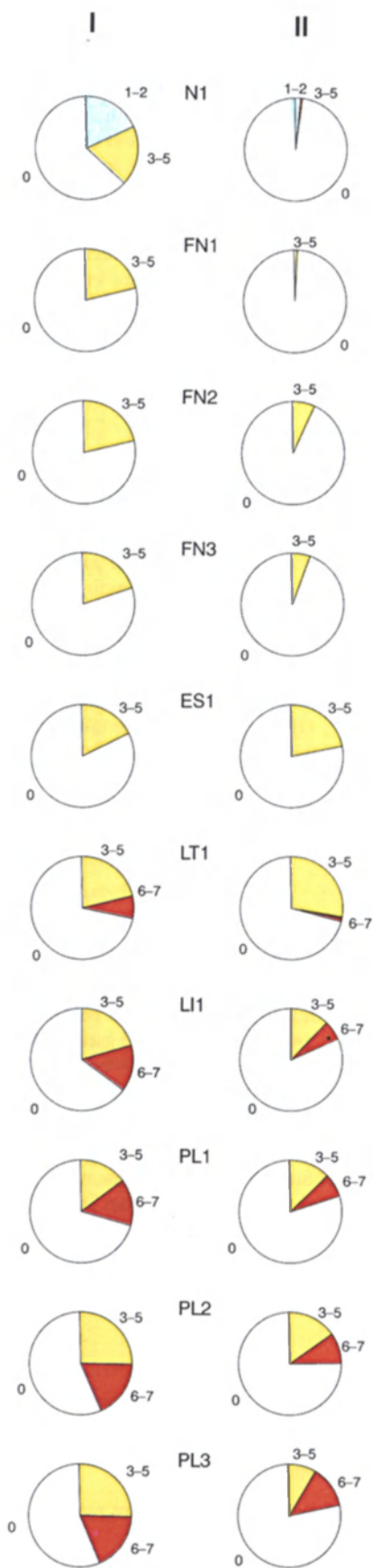
### Wskaźniki warunków termicznych

Największą grupę na wszystkich stanowiskach transektu N–S, szczególnie ze względu na ich udział powierzchniowy (71,4–97,7%), stanowią gatunki neutralne ( $T\ 0$ ) w stosunku do warunków termicznych. Następną grupą – to wskaźniki obszarów umiarkowanie chłodnych ( $T\ 3$ – $5$ ): od 14,3 do 26,1% w ogólnej liczbie i od 0,6 do 28,2% w całkowitym pokryciu (ryc. 2A).

Tylko na stanowisku najbardziej północnym – N1 występują dwa gatunki borealno-arktyczne ( $T\ 2$ ) o niewielkim udziale powierzchniowym: mącznica alpejska *Arctostaphylos alpinus* i naskałka pełzająca *Loiseleuria procumbens*. Na stanowisku norweskim, wszystkich fińskich i estońskim brak jest grupy gatunków wskazujących na obszary umiarkowanie ciepłe ( $T\ 6$ – $7$ ) – pojawiają się one dopiero na stanowisku łotewskim LT1 i ich udział (szczególnie powierzchniowy) wzrasta w kierunku południowym, wraz ze zmniejszaniem szerokości geograficznej (ryc. 2A) i wzrostem średniej rocznej temperatury (ryc. 2B, 2C). Na stanowisku łotewskim pojawia się z nieznacznym pokryciem gorysz pagórkowy *Peucedanum oreoselinum* ( $T\ 6$ ); w miarę przesuwania się na południe na powierzchni litewskiej (LI1) pokrycie tego gatunku jest już większe, a obok niego pojawia się pomocnik baldaszkowy *Chimaphila umbellata* ( $T\ 6$ ). Na stanowisku PL1 są to: gorysz pagórkowy *Peucedanum oreoselinum*, sasanka otwarta *Pulsatilla patens* i macierzanka piaskowa *Thymus serpyllum*. Na następnej w kierunku południowym powierzchni polskiej PL2 pojawiają się inne jeszcze „umiarkowanie ciepłe” gatunki: janowiec barwierski *Genista tinctoria*, wężymord niski *Scorzonera humilis*, i „najcieplejszy” ( $T\ 7$ ) – szczyrzeniec rozesłany *Chamaecytisus ratisbonensis*.

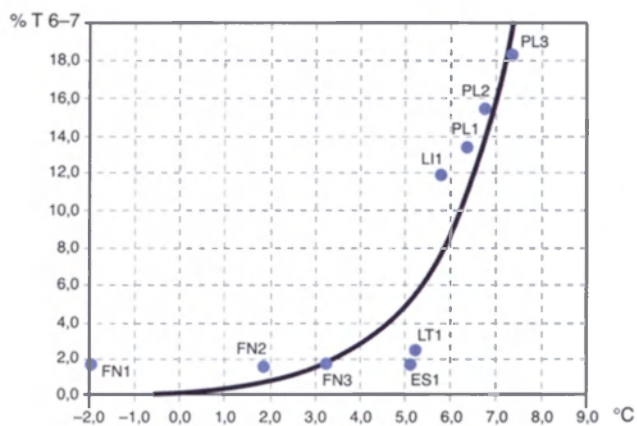
<sup>1</sup>  $H=(P \times 10)/\Sigma t$ , gdzie  $P$  – roczna suma opadów w mm,  $\Sigma t$  – roczna suma średnich temperatur dobowych.





Ryc. 2B. Statystyczny związek między średnią wieloletnią temperaturą powietrza na stanowiskach badawczych a udziałem liczby gatunków (w ogólnej liczbie) wskazujących na obszary umiarkowanie ciepłe (T 6-7)

Statistical correlation between mean annual air temperature on research plots, and share of all species that are indicative of moderately warm areas (T 6-7)

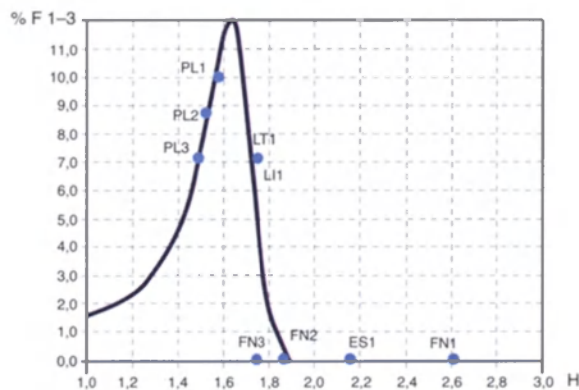
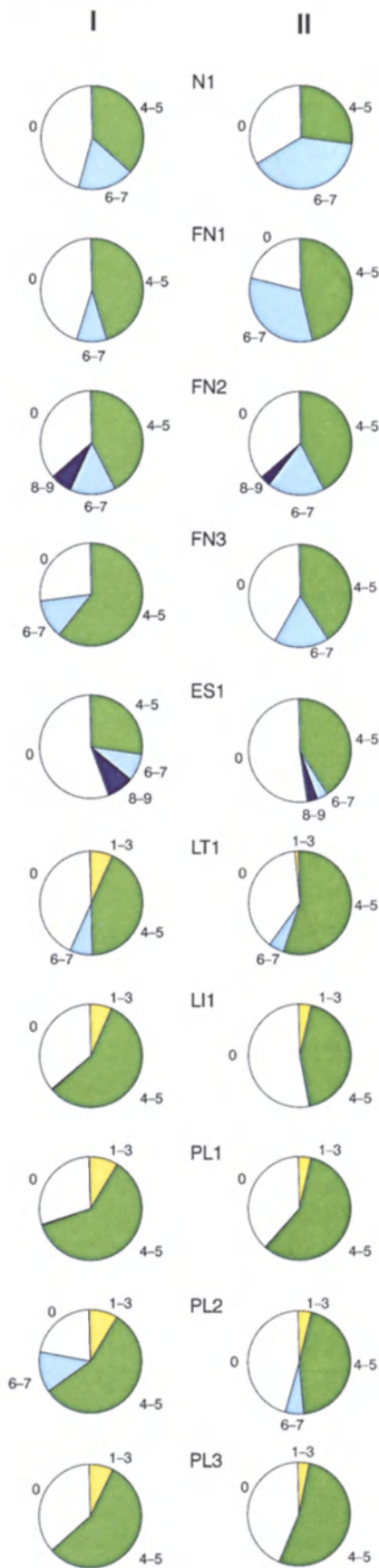


Ryc. 2C. Statystyczny związek między średnią wieloletnią temperaturą powietrza na stanowiskach badawczych a udziałem pokrycia (w całkowitym pokryciu) gatunków wskazujących na obszary umiarkowanie ciepłe (T 6-7)

Statistical correlation between mean annual air temperature on research plots and share in total cover groups of species indicative of moderately warm areas (T 6-7)

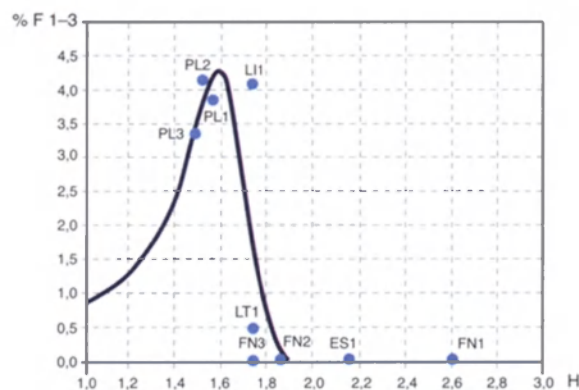
Ryc. 2A. Udział (%) grup ekologicznych gatunków roślin naczyniowych runa o określonych wymaganiach odnośnie do temperatury (T) na transekcje północ-południe: I – w ogólnej liczbie gatunków; II – w całkowitym pokryciu

% share of ecological groups of herb-layer vascular plant species, featuring different requirements with respect to temperature (T) on the N-S transect; I – in terms of total species number; II – in terms of total species cover



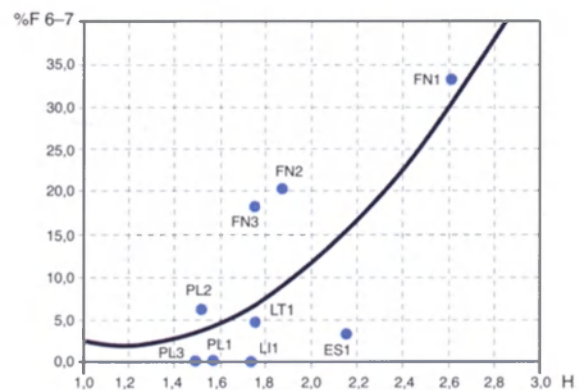
Ryc. 3B. Statystyczny związek między wartościami wskaźnika higrotermicznego H a udziałem liczby gatunków (w ogólnej liczbie) o optimum występowania na siedliskach suchych (F 1-3)

Statistical correlation between values of Sielaninov hygrothermic index (H) and share of species that are indicative of dry soils (F 1-3)



Ryc. 3C. Statystyczny związek między wartościami wskaźnika higrotermicznego H (w ogólnym pokryciu) gatunków o optimum występowania na siedliskach suchych (F 1-3)

Statistical correlation between values of Sielaninov hygrothermic index (H) and share of cover taken by species indicative of dry soils (F 1-3)



Ryc. 3D. Statystyczny związek między wartościami wskaźnika higrotermicznego H a udziałem pokrycia (w ogólnym pokryciu) gatunków o optimum występowania na siedliskach umiarkowanie wilgotnych (F 6-7)

Statistical correlation between values of Sielaninov hygrothermic index (H) and share of cover taken by species indicative of moderately moist soils (F 6-7)

Ryc. 3A. Udział (%) grup ekologicznych gatunków roślin naczyniowych runa o określonych wymaganiach odnośnie do wilgotności podłoża (F) na transekcje północ-południe: I – w ogólnej liczbie gatunków; II – w całkowitym pokryciu

% share of ecological groups of herb-layer vascular plant species, featuring different requirements with respect to moisture of soils (F) on the N-S transect:

I – share of number of species in total species number; II – share of cover of species in total species cover



Tabela 1. Równania i parametry regresji oraz współczynniki korelacji niektórych charakterystyk klimatu i gleb z udziałem wskaźnikowych gatunków roślin

Zmienne niezależne	Zmienne zależne	Równanie krzywej regresji	Parametry regresji				Współczynnik korelacji r
			a	b	c	d	
Średnia roczna temperatura powietrza (°C)	% liczby gatunków T 6-7	$y+1=ae^{bx}$	0,87	0,42	-	-	0,86
	% pokrycia gatunków T 6-7	$y+1=ae^{bx}$	0,16	0,58	-	-	0,92
Wskaźnik higrotermiczny Sielaninowa	% liczby gatunków F 1-3	$y=a+bx/1+cx+dx^2$	0,53	-0,28	-1,2	0,36	0,88
	% pokrycia gatunków: - F 1-3	$y=a+bx/1+cx+dx^2$	0,28	-0,15	-1,21	0,37	0,84
	- F 6-7	$y=a+bx+cx^2$	20,42	-31,66	13,6	-	0,74
Zawartość jonów wodorowych H <sup>+</sup> w cmol (+) kg <sup>-1</sup> w poziomie AEes gleb	% liczby gatunków: - R 1	$y=ae^{-(x-b)^2/2c^2}$	23,9	10,8	4,25	-	0,81
	- R 1-3	$y=ae^{-(x-b)^2/2c^2}$	68,3	10,8	7,3	-	0,72
	% pokrycia gatunków R 4-6	$y=a+bx+cx^2$	35,0	-6,02	0,29	-	0,64
Stopień wysycenia gleb kationami wapnia - VCa (%)	% liczby gatunków: - R 1	$y=ae^{-(x-b)^2/2c^2}$	22,78	6,32	2,81	-	0,70
	- R 1-3	$y=a+bx$	67,2	-2,6	-	-	0,61

Związek między średnią roczną temperaturą powietrza a występowaniem gatunków z grupy „umiarkowanie ciepłych” (T 6–7) najlepiej opisuje funkcja wykładnicza przy wartościach współczynnika korelacji  $r=0,86$  dla liczby gatunków (tab. 1, ryc. 2B) i  $r=0,92$  dla ich udziału powierzchniowego (tab. 1, ryc. 2C).

### Wskaźniki wilgotności gleb

Największą grupę pod względem liczby i udziału powierzchniowego na wszystkich stanowiskach transektu N–S stanowią gatunki o optimum występowania na glebach świeżych (F 4–5) – od 27 do 58% ogólnej liczby i od około 27 do 60% ogólnego pokrycia (ryc. 3A). Dużą grupę tworzą gatunki o szerokim spektrum wymagań wilgotnościowych (neutralne – F 0): 20–53% ogólnej liczby (ryc. 3AI) i od 22 do 55% ogólnego pokrycia (ryc. 3AII). Grupa gatunków „umiarkowanie wilgotnych” (F 6–7) notowana jest z dość dużym udziałem powierzchniowym na czterech północnych stanowiskach: N1, FN1, FN2 i FN3 (od 40% w Norwegii do około 18% na FN3), po czym udział ich maleje w kierunku południowym (ryc. 3A). Na północnych stanowiskach, szczególnie w Norwegii, wyraźnie dominujący jest wilgociolubny gatunek bażyna czarna *Empetrum nigrum*. Na stanowisku FN2 pojawia się obok niej wskaźnik gleb bardzo wilgotnych – bagno zwyczajne *Ledum palustre* (F 9), które występuje również w Estonii (ESI), choć na obu stanowiskach z niewielkim pokryciem. Należy podkreślić, że na pięciu stanowiskach północnych nie stwierdzono grupy gatunków siedlisk suchych (F 1–3), które na pozostałych powierzchniach, pojawiają się, choć z niewielkim pokryciem (por. ryc. 3AI i 3AII).

Na rycinie 3B ilustrującej związek wartości wskaźnika higrotermicznego z udziałem liczby i pokrywania gatunków sucholubnych w zakresie F 1–3, najwyższe ich udziały (7–10%) obserwuje się na polskich powierzchniach, gdzie stosunkowo niskie wartości wskaźnika higrotermicznego wynoszą od 1,49 na najbardziej południowym polskim stanowisku PL3 w Józefowie do 1,57 na stanowisku PL1 w Płaskiej. Przy wartościach analizowanego wskaźnika równych 1,75 na stanowisku łotewskim i 1,74 na litewskim udział gatunków siedlisk suchych jest podobny (7%), choć niższy niż na polskich powierzchniach. Całkowity brak gatunków w zakresie F 1–3 na północnych stanowiskach (trzech fińskich i estońskim) ma miejsce przy wyższych wartościach wskaźnika Sielaninowa od 1,75 do najwyższej 2,6 na najbardziej północnym stanowisku fińskim FN1 (ryc. 3B).

Współczynnik korelacji  $r=0,80$  świadczy o silnym związku między wartościami wskaźnika higrotermicznego Sielaninowa a udziałem liczby gatunków F 1–3 wymagających gleb o niskim uwilgotnieniu (tab. 1, ryc. 3B).

Choć pokrycie projekcyjne gatunków sucholubnych (F 1–3) na omawianym transekcie jest znikome (do około 4%), wysoki współczynnik korelacji  $r=0,84$  (tab. 1) między nimi a wskaźnikiem higrotermicznym świadczy o silnym związku tych cech, bowiem na czterech najbardziej południowych stanowiskach – litew-



skim i polskich – przy niskich wartościach wskaźnika higrotermicznego omawiane gatunki występują z niewielkim pokryciem (od 3,5 do 4%), po czym ustępują w kierunku północnym, bowiem na stanowisku lotewskim, przy znikomo wyższej wartości wskaźnika higrotermicznego, ich pokrycie projekcyjne wynosi tylko 0,5%, a na północnych stanowiskach, wraz ze wzrostem omawianego wskaźnika, zanikają zupełnie (por. ryc. 3A II i ryc. 3C).

Odwrotna tendencja występuje natomiast w pokryciu gatunków umiarkowanie wilgociolubnych (F 6–7): ich udział wyraźnie wzrasta w kierunku północnym, wraz ze wzrostem wskaźnika higrotermicznego (ryc. 3D); związek ten określa dość wysoki współczynnik korelacji  $r=0,74$  (tab. 1). Na najbardziej północnym fińskim stanowisku FN1 (Kevo), przy wysokiej wartości wskaźnika higrotermicznego, udział tych gatunków jest najwyższy (około 33%). Warto zaznaczyć, że na norweskim stanowisku N1 notuje się jeszcze wyższe pokrycie gatunków wilgociolubnych (ryc. 3AII).

### Wskaźniki kwasowości gleb

Największą grupę ze względu na udział liczby i zajmowanej powierzchni na wszystkich stanowiskach transektu N–S stanowią gatunki o optimum występowania na glebach kwaśnych i silnie kwaśnych (R 1–3) – od około 40 do 78% ogólnej liczby (ryc. 4AI) i od blisko 58 do 92% ogólnego pokrycia (ryc. 4AII). Dość liczną grupę stanowią gatunki o szerokiej amplitudzie wymagań (neutralne) w stosunku do tej cechy (R 0) – około 13–36% ogólnej liczby (ryc. 4AI) i od 4,1 do blisko 40% ogólnego pokrycia (ryc. 4AII). Warto podkreślić, że na trzech stanowiskach północnych – norweskim i fińskich nie stwierdzono gatunków występujących na glebach słabo kwaśnych (R 4–6), występują tu tylko gatunki neutralne i kwasolubne (ryc. 4A). Indykator gleb słabo kwaśnych, skrzyp łąkowy *Equisetum pratense*, pojawia się z niewielkim udziałem powierzchniowym na stanowisku FN3.

Największy udział gatunków wskazujących na siedliska słabo kwaśne (R 4–6) notuje się na stanowiskach litewskim i dwóch polskich (LII, PL1, PL2); są to – na powierzchni litewskiej: *Peucedanum oreoselinum*, turzyca pagórkowa *Carex montana*, pomocnik baldaszkowy *Chimaphila umbellata*, na stanowisku polskim PL1 są to, oprócz *Peucedanum oreoselinum*, także kokoryczka wielokwiatowa *Polygonatum multiflorum*, *Pulsatilla patens*, na stanowisku PL2 – kostrzewa czerwona *Festuca rubra*, *Genista tinctoria* i kokoryczka wonna *Polygonatum odoratum* (R 7). Na powierzchni PL3 oprócz *Chimaphila umbellata* i *Carex montana* występuje gatunek wiechlina spłaszczona *Poa compressa* – wprawdzie z niewielkim pokryciem, ale o optimum występowania na glebach zasadowych (R 9).

Na analizowanym transekcie ustępują w kierunku południowym gatunki kwasolubne (R 1–3), a wzrasta udział indykatorów gleb słabo kwaśnych R 4–6 (ryc. 4 A i B).

Warto zaznaczyć, że przy niskiej zawartości jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes, na stanowiskach polskich PL1 i PL3 oraz lotewskim notowany jest jednocześnie niski udział gatunków wybitnie acydofilnych (R 1). Odmierna jest relacja na północnych stanowiskach fińskich FN1 i FN2 i litewskim LI1: przy większej zawartości jonów  $H^+$  wyższy jest udział gatunków wybitnie acydofilnych (R 1) (ryc. 4B).

Współczynnik korelacji  $r=0,81$  wskazuje na silny związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem gatunków R 1 wskazujących na gleby silnie kwaśne (tab. 1).

Interesująca zależność występuje między stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadowymi kationami wapnia (VCa) a udziałem gatunków wybitnie kwasolubnych (R 1). Na północnych stanowiskach fińskich (FN1 i FN2) i estońskim (ES1) przy niskim stopniu wysycenia gleb wapniem notowany jest wysoki udział liczby (18–22%) gatunków wybitnie acydofilnych R 1. Natomiast szczególnie na stanowisku polskim (PL1), ale także na lotewskim (LT1), przy wysokim stopniu wysycenia gleb wapniem udział gatunków wymagających gleb silnie kwaśnych jest nieznaczny (ryc. 4C).

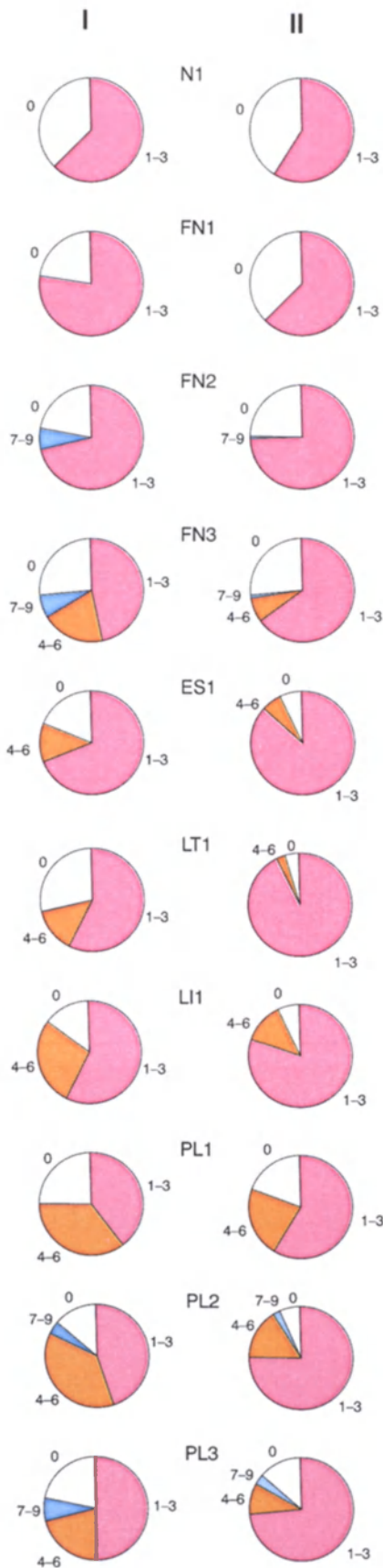
Współczynnik korelacji  $r=0,70$  wskazuje na istotną statystycznie zależność między udziałem gatunków R 1 wskazujących na gleby silnie kwaśne a stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadowymi kationami wapnia (VCa) w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes (tab. 1).

Jak już wspomniano, największą grupę ze względu na liczbę i udział powierzchniowy na wszystkich stanowiskach transektu N–S stanowią gatunki o optimum występowania na glebach kwaśnych (R 1–3). Krzywa regresji pokazuje, że przede wszystkim na stanowiskach: polskich PL1 i PL3, lotewskim i fińskich FN1 i FN2, a także estońskim wraz ze wzrostem zawartości jonów wodorowych w poziomie próchniczno-akumulacyjnym rośnie udział liczby gatunków kwasolubnych na analizowanych powierzchniach (ryc. 4D).

Współczynnik korelacji  $r=0,72$  wskazuje na istotny statystycznie związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem liczby gatunków wskazujących na gleby kwaśne (R 1–3) (tab. 1).

Zależność według modelu funkcji liniowej (tab. 1, ryc. 4E) między stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego gleb zasadowymi kationami wapnia (VCa) a udziałem gatunków acydofilnych (R 1–3), wskazuje dość jednoznacznie (przy współczynniku korelacji  $r=0,61$ ), że wraz ze wzrostem wysycenia gleb kationami wapnia maleje udział liczby gatunków wskazujących na gleby o odczynie kwaśnym. Na trzech stanowiskach: fińskich FN1 i FN2 oraz estońskim ES1 przy niskim VCa (około 4%) udział gatunków kwasolubnych wynosi od około 65 (ES1) do około 80% (FN1). Stanowisko polskie PL1 przy wysokim VCa (około 15%) wyróżnia się niższym, w porównaniu z pozostałymi stanowiskami, udziałem omawianej grupy gatunków (~40%).

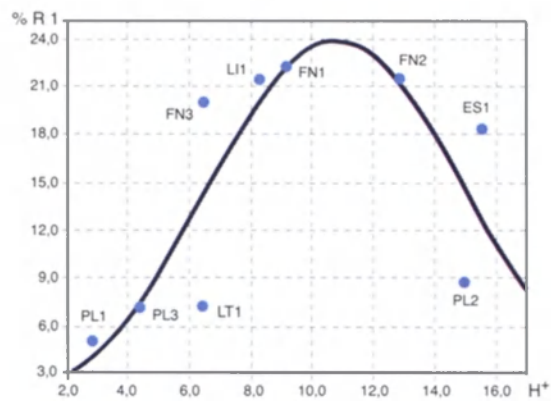




Ryc. 4A. Udział (%) ekologicznych grup gatunków roślin naczyniowych runa o określonych wymaganiach co do kwasowości podłoża (R) na transekcje północ-południe:

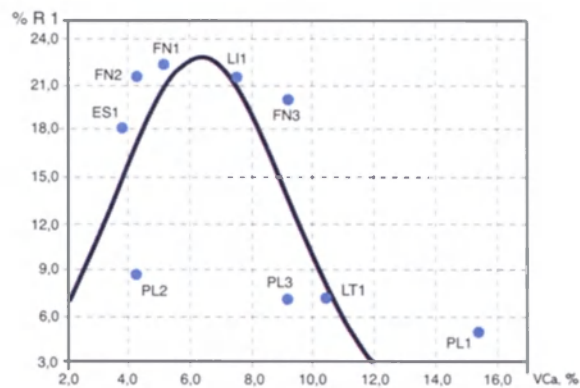
I – w ogólnej liczbie; II – w całkowitym pokryciu

% share of ecological groups of herb-layer vascular plant, featuring different requirements with respect to soil acidity (R) on the N-S transect: I – in terms of total species number; II – in terms of total cover



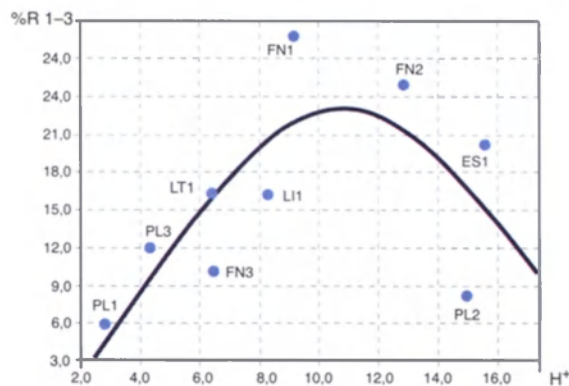
Ryc. 4B. Statystyczny związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem liczby gatunków wybitnie acydofilnych (R 1) w ogólnej liczbie gatunków

Statistical correlation between content of hydrogen ions ( $H^+$ ) in soil profile's humus-mineral horizon (AEes) and share of all species that are strong by acidophilous species (R 1)



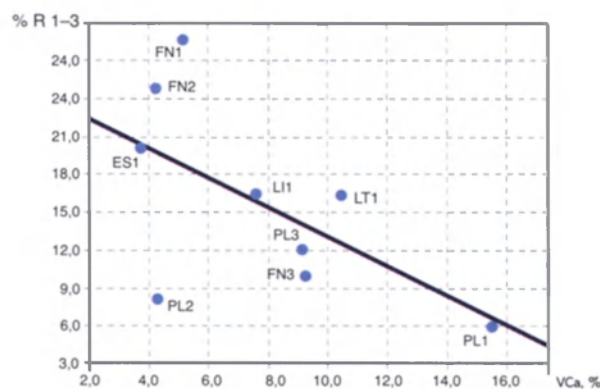
Ryc. 4C. Statystyczny związek między stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadowymi kationami wapnia (VCa) w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem liczby gatunków wybitnie acydofilnych (R 1)

Statistical correlation between  $Ca^{2+}$  base saturation (VCa) in soil profile's humus-mineral horizon (AEes) and numerical share of strongly acidophilous species (R 1)



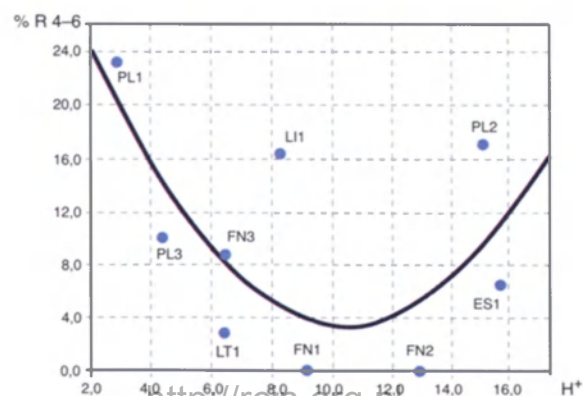
Ryc. 4D. Statystyczny związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem liczby gatunków acydofilnych (R 1-3)

Statistical correlation between content of hydrogen ions ( $H^+$ ) in soil profile's humus-mineral horizon (AEes) and numerical share of acidophilous species (R 1-3)



Ryc. 4E. Statystyczny związek między stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadowymi kationami wapnia (VCa) w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem liczby (w ogólnej liczbie) gatunków acydofilnych (R 1-3)

Statistical correlation between  $Ca^{2+}$  base saturation (VCa) in soil profile's humus-mineral horizon (AEes) and numerical share of acidophilous species (R 1-3)



Ryc. 4F. Statystyczny związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym AEes a udziałem pokrycia (w całkowitym pokryciu) gatunków o optimum występowania na siedliskach słabo kwaśnych (R 4-6)

Statistical correlation between content of hydrogen ions ( $H^+$ ) in soil-profile's humus-mineral horizon (AEes) and cover share of weakly acidophilous species (R 4-6)





Odmierna sytuacja ma miejsce, gdy określa się związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczo-akumulacyjnym AEes a udziałem pokrycia projekcyjnego grupy gatunków wskazujących na gleby słabo kwaśne (R 4–6) (tab. 3). Stanowisko polskie PL1 charakteryzuje najwyższe pokrycie tych gatunków, a jednocześnie najniższy udział jonów  $H^+$  w poziomie próchniczo-akumulacyjnym gleb. Na stanowiskach fińskich FN1 i FN2 przy wyższym stężeniu jonów wodorowych brak jest gatunków „słabo kwaśnych” w zakresie R 4–6 (ryc. 4F).

Współczynnik korelacji  $r=0,64$  wskazuje na istotny statystycznie związek między zawartością jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczo-akumulacyjnym gleb a udziałem procentowym gatunków (w sumarycznym pokryciu projekcyjnym) wskazujących na gleby słabo kwaśne (R 4–6) – tabela 1.

### Dyskusja i podsumowanie wyników

Określony skład gatunkowy borów sosnowych jest wypadkową warunków klimatycznych i glebowych panujących na analizowanym transekcie. Należy podkreślić, że gatunki roślin budujące warstwę runa analizowanych powierzchni „odpowiedziały” na zmieniającą się temperaturę powietrza, warunki higrotermiczne, a także zróżnicowane stężenie jonów wodorowych w glebach i stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadowymi kationami wapnia.

Sz szczególnie wysoki współczynnik korelacji między średnią roczną temperaturą powietrza na badanych stanowiskach a udziałem gatunków „umiarkowanie ciepłych” zarówno w ogólnej liczbie ( $r=0,86$ ), jak i w ogólnym pokryciu ( $r=0,92$ ) daje podstawę aby sądzić, że skalę warunków termicznych Ellenberga (1991) można traktować jako dobrą miarę zróżnicowania makroklimatycznego flory i roślinności. Pogląd ten potwierdza podobna analiza, przeprowadzona tą samą metodą, wzdłuż gradientu kontynentalizmu klimatu, na tzw. „transekcie równoleżnikowym” także w borach sosnowych. Wykazała ona wyraźne kierunkowe zmiany z zachodu na wschód większości grup gatunków o określonym wskaźniku kontynentalizmu K. Zgodnie ze wzrastającymi cechami kontynentalizmu klimatu ustępują gatunki oceaniczne i suboceaniczne (ich liczba i udział powierzchniowy), a zmienność ta jest dobrze skorelowana z długością geograficzną (Roo-Zielińska, 2002).

Także M. Degórski (1984) na podstawie składu florystycznego lasów typu grądu wykazał wysoką korelację między wynikami uzyskanymi dwiema metodami: klimatologiczną i roślinnego wskaźnika kontynentalizmu Ellenberga ( $r=0,90$ ). Jak pisze M. Degórski (2002), klimat jest tym elementem środowiska geograficznego, który odgrywa niezwykle istotną rolę w przebiegu procesów glebotwórczych, a rozwój gleb bielcowych, na których występują analizowane bory sosnowe determinowany jest w znacznym stopniu przez stosunki termiczno-wilgotnościowe, tzn. temperaturę powietrza i opady oraz ich wzajemne relacje kształtujące warunki wodne i termiczne siedlisk. Jednym z istotnych czynników

klimatycznych jest wilgotność powietrza warunkowana wielkością opadów i temperaturą. Podobnie jak stosunki termiczne, również wilgotność charakteryzuje znaczne zróżnicowanie na obszarze badań. Krzywe przebiegu miesięcznych sum opadów i średnich miesięcznych temperatury powietrza na diagramach klimatycznych Waltera skonstruowane na podstawie danych wieloletnich wskazują, że pomimo różnic w ich przebiegu wynikających ze zmienności geograficznej, na całym obszarze badań występują warunki higrotermiczne bardzo korzystne do kształtowania gleb bielicoziemnych. Wyraża się to we wzajemnym przebiegu krzywych, typowym dla klimatu humidowego. Wilgotny charakter klimatu potwierdza również określony dla ciepłej pory roku (IV–X) wskaźnik higrotermiczny Sielaninowa, którego wartość waha się od 1,3 na obszarze środkowej Polski do 3,2 w północno-wschodniej Finlandii. Wskazuje to na przewagę opadów nad ewapotranspiracją na wszystkich analizowanych powierzchniach. Szczególnie silne uwilgotnienie siedlisk występuje na północy badanego obszaru.

Ta charakterystyka siedlisk znajduje potwierdzenie w występowaniu na analizowanych stanowiskach grup gatunków o znanych wymaganiach wilgotnościowych. Grupa gatunków umiarkowanie wilgotnych z dość dużym pokryciem projekcyjnym notowana jest na czterech północnych stanowiskach: N1, FN1, FN2 i FN3 (gdzie wartości wskaźnika higrotermicznego zawierają się w przedziale 1,75–2,6), po czym udział ich znacząco maleje w kierunku południowym. Silne uwilgotnienie siedlisk północnych potwierdza brak na pięciu kolejnych północnych stanowiskach gatunków wskazujących na gleby o nieznacznej wilgotności, które pojawiają się w kierunku południowym, choć z niewielkim pokryciem. Warto podkreślić, że północne regiony obszaru badań charakteryzuje najdłuższe zaleganie pokrywy śnieżnej (około 200–280 dni) i najkrótszy okres wegetacyjny. W krótkim okresie ciepłym następuje ablacja niwalna, a następnie – przy udziale wód roztopowych oraz opadowych – bardzo intensywne przemywanie profili glebowych (Degórski, 2002, 2003). Związek między położeniem geograficznym a udziałem powierzchniowym tej grupy gatunków jest istotny statystycznie przy bardzo wysokim współczynniku korelacji  $r=0,98$  (Roo-Zielińska, 2003).

Na podstawie przeprowadzonej analizy wykazano, że im niższa (na południu transektu) jest wartość wskaźnika higrotermicznego Sielaninowa, tym wyższy jest udział gatunków wymagających siedlisk suchych w badanych zbiorowiskach. Wysokie wartości wskaźnika higrotermicznego na północy transektu skutkują brakiem gatunków sucholubnych, a znacznym w porównaniu z pozostałymi stanowiskami udziałem gatunków (szczególnie w ogólnym pokryciu) umiarkowanie wilgociolubnych. Wysokie współczynniki korelacji między udziałem tych grup gatunków (sucholubnych  $r=0,88$  i wilgociolubnych  $r=0,74$ ) a wskaźnikiem higrotermicznym Sielaninowa szacowanym dla ciepłej pory roku (kwiecień–październik), optymalnej dla fenologii zbiorowisk roślinnych, potwierdzają znaczący wpływ warunków termiczno-wilgotnościowych na skład gatunkowy analizowanych borów sosnowych.



Istotna statystycznie korelacja między szerokością geograficzną a wskaźnikami gleb o niskim stopniu uwilgotnienia dotyczy tylko liczby gatunków. Natomiast udział gatunków sporadycznych (o niewielkiej stałości) może być ważny przy analizie zmian w czasie – stają się one wtedy zapowiedzią nadchodzących, często antropogenicznych zmian w fitocenozie (Roo-Zielińska, 1992).

Z badań M. Degórskiego (2002, 2003), wynika, że wprawdzie wartości indeksu  $pH_{11,0}$  wahające się od 3,6 do 4,0 w poziomie próchnicznym nie wykazują istotnych statystycznie różnic między analizowanymi profilami glebowymi, jednak udział wymiennych jonów wodorowych w kompleksach sorpcyjnych, zmniejsza się na południe a zwiększa udział kationów dwuwartościowych. Warto zaznaczyć, że w kierunku południowym spada liczba gatunków acydofilnych, a rośnie tych, które wskazują na gleby słabo kwaśne, co potwierdziła istotna statystycznie korelacja między położeniem geograficznym badanych borów sosnowych a udziałem tych grup gatunków (Roo-Zielińska, 2003).

Najwyższy współczynnik korelacji  $r=0,81$  zanotowano między zawartością wymiennych jonów wodorowych  $H^+$  w poziomie próchniczno-akumulacyjnym gleb a udziałem gatunków – wskaźników gleb silnie kwaśnych. Ta grupa gatunków szacowana w skali Ellenberga jako R 1 wydaje się najbardziej „czułym” wskaźnikiem zmian przestrzennych stężenia wymiennych jonów wodorowych w glebach. Nieco niższy współczynnik korelacji ( $r=0,70$ ) zanotowano dla związku między tą grupą gatunków (R 1) a stopniem wysycenia kompleksu sorpcyjnego gleb zasadowymi kationami wapnia. Warto tu podkreślić, że spośród wymienionych kationów zasadowych największe zróżnicowanie zawartości w glebach bielcowych wykazuje wymienny wapń i to on decydująco wpływa na właściwości sorpcyjne gleb (Degórski, 2002).

Traktowane łącznie jako jedna grupa gatunki gleb kwaśnych (R 1–3) są również dobrymi wskaźnikami zawartości wymiennych jonów wodorowych w poziomie AEes (współczynnik korelacji  $r=0,72$ ), a także, choć nieco słabszymi ( $r=0,61$ ) – stopnia wysycenia gleb wapniem (VCa). Natomiast gatunki wskazujące na gleby umiarkowanie kwaśne (R 4–6) nieco słabiej zareagowały (współczynnik korelacji  $r=0,64$ ) na zróżnicowane stężenie w poziomie próchniczno-akumulacyjnym gleb wymiennych jonów wodorowych

Warto tu podkreślić, że E. Roo-Zielińska (dane niepublikowane) na podstawie 100 zdjęć fitosocjologicznych reprezentujących różne typy fitocenz i 100 próbek glebowych wykonanych w miejscach spisów florystycznych wykazała wysoki współczynnik korelacji ( $r=0,71$ ) między pomiarami odczynu gleby ( $pH_{11,0}$ ) a średnią liczbą reakcji (kwasowości) R płata roślinnego. Ten wynik wydaje się oczywisty, ponieważ różne typy gleb i różne zbiorowiska roślinne (od muraw kserotermicznych do łągów) pozwoliły oczekiwać tak wysokiej korelacji.

Natomiast wyniki otrzymane w niniejszym opracowaniu pozwalają sądzić, że nawet ten sam lub zbliżony typ zbiorowiska roślinnego, w tym wypadku bory sosnowe ze związku *Dicrano-Pinion* i *Phyllodoco-Vaccinion* występujące tylko na

glebach bielcowych, ale różniące się położeniem geograficznym, mogą być przedmiotem wielu interesujących dociekań z zakresu geobotaniki inductivej nad rolą wskaźnikową gatunków i zbiorowisk roślinnych.

## Wnioski

Stwierdzono wyraźne kierunkowe zmiany udziału większości ekologicznych grup gatunków z północy na południe:

- w kierunku południowym pojawiają się gatunki obszarów umiarkowanie ciepłych i dotyczy to niemal w równym stopniu ich liczby i pokrycia projekcyjnego; zmienność ta jest dobrze skorelowana z temperaturą powietrza;
- w kierunku południowym maleje udział gatunków siedlisk umiarkowanie wilgotnych a pojawiają się gatunki wskazujące na siedliska suche. Zależność tych grup gatunków od warunków higrotermicznych określonych wskaźnikiem Sielanianowa dobrze wyraża wysoka wartość współczynnika korelacji;
- w kierunku południowym maleje udział gatunków siedlisk kwaśnych i bardzo kwaśnych, a pojawiają się gatunki wskazujące na gleby słabo kwaśne, których nie odnotowano na siedliskach północnych; zależność tych grup gatunków od zawartości wymiennych jonów wodorowych  $H^+$  i stopnia wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadowymi kationami wapnia w poziomie próchniczo-akumulacyjnym gleb dobrze wyraża wysoka wartość współczynnika korelacji;
- do określenia zróżnicowania makroklimatycznego płatów tego samego typu zbiorowiska leśnego, tj. borów sosnowych, liczba gatunków wydaje się być lepszą miarą niż ich udział powierzchniowy; w większości analiz statystycznych otrzymano wyższą wartość współczynnika korelacji z liczbą gatunków niż z ich pokrywaniem.

\*

Pani Jolancie Więckowskiej z Zakładu Geoeologii IGiPZ PAN dziękuję za pomoc w przygotowaniu rycin.

## Piśmiennictwo

- Bohn U., Katenina G., Komarov J., 1996, *General Map of Nature Vegetation of Europe, 1: 10 000 000*, Federal Agency for Nature Conservation, Bonn.
- Breymeyer A., 2003 (w druku), *General description and theoretical assumptions of the project*, [w:] A. Breymeyer, D. Reed (red.), *Patterns of pine ecosystem response to climate on a boreal temperate transect*, Polish Journal of Ecology, 51, 4.
- Breymeyer A., Roo-Zielińska E. (red.), 1998, *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoeologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13.
- Degórski M., 1982, *Usefulness of Ellenberg bioindicators in characterizing plant communities and forest habitats on the basis of data from the range "Grabowy" in Kampinos Forest*, Ekologia Polska, 30, 3-4, s. 453–477.



- 1984, *Porównanie stopnia kontynentalizmu w Polsce określanego metodami klimatologiczną i bioindykacyjną*, Przegląd Geograficzny, 56, 3–4, s. 55–73.
- 2002, *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, Prace Geograficzne, 182.
- 2003 (w druku), *Morphological genesis and differentiation of the soil properties of pine forest soils in relation to geographical position*, [w:] A. Breymeyer, D. Reed (red.), *Patterns of pine ecosystem response to climate on a boreal temperate transect*, Polish Journal of Ecology, 51, 4.
- Ellenberg H., Weber H.F., Düll R., Wirth V., Werner W., Paulissen D., 1991, *Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa*, Scripta Geobotanica, 18, Göttingen.
- Khotko E., 1998, *Zespoły biegaczowatych (Coleoptera, Carabidae) w biogeocenozach leśnych wzdłuż transektu klimatycznego (W–E) w strefie środkowoeuropejskiej*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 131–145.
- Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 1986, *Geografia roślin*, PWN, Warszawa.
- Kostrowicki A., Roo-Zielińska E., Solon J., 1992, *Ocena stanu i przekształceń środowiska na podstawie wskaźników geobotanicznych*, [w:] *Projekt systemu biologicznych wskaźników stanu i zmian środowiska – dla potrzeb monitoringu*, Instytut Podstawowych Problemów Ekologii Narodowej Fundacji Ochrony Środowiska, Warszawa (maszynopis powielony).
- Lindacher R. (red.), 1995, *Phanart Datenbank der Gefäßpflanzen Mitteleuropas, Erklärung der Kennzahlen, Aufbau und Inhalt (Phanart, Database of Centraleuropean Vascular Plants, Explanation of Codes, Structure and Contents)*, Veröffentlichungen Geobotanischen Institut der ETH Stiftung Rubel, 125, Zürich.
- Matuszkiewicz W., 2001, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, Vadematicum Geoboticum, PWN, Warszawa.
- Roo-Zielińska E., 2002, *Stopień kontynentalizmu borów sosnowych wyrażony zmiennością kompozycji gatunkowej runa wzdłuż transektu równoleżnikowego Chrisdorf (Niemcy wschodnie) – Uzlogi (Białoruś wschodnia)*, Przegląd Geograficzny, 74, 4, s. 569–590.
- 2003 (w druku), *Ecological groups of vascular plant species in the herb layer of the pine forests of northern and central Europe*, [w:] A. Breymeyer, D. Reed (red.), *Patterns of pine ecosystem response to climate on a boreal temperate transect*, Polish Journal of Ecology, 51, 4.
- Roo-Zielińska E., Solon J., 1998, *Charakterystyka geobotaniczna i analiza zasięgów borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12°–32°E) i śląskim*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 79–99.
- Solon J., 1998, *Różnorodność gatunkowa borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12°–32°E) i śląskim*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 113–131.
- 2003a (w druku), *Vaccinio-Piceetea forests in Europe and studied pine forests*, [w:] A. Breymeyer, D. Reed (red.), *Patterns of pine ecosystem response to climate on a boreal temperate transect*, Polish Journal of Ecology, 51, 4.
- 2003b (w druku), *Herb layer heterogeneity*, [w:] A. Breymeyer, D. Reed (red.) *Patterns of pine ecosystem response to climate on a boreal temperate transect*, Polish Journal of Ecology, 51, 4.

- Van der Maarel E., 1993, *Relations between sociological-ecological species groups and Ellenberg indicator values*, *Phytocoenologia*, 23, s. 343–362.
- Wójcik Z., 1983, *Charakterystyka i ocena siedlisk polnych metodami bioindykacyjnymi*, Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- Zielski A., Sygít W., 1998, *Wpływ klimatu na przyrost radialny sosny w borach i borach mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12°–32°E) i śląskim*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geokologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 161–187.

[Wpłynęło: czerwiec 2003; poprawiono: wrzesień 2003 r.]

EWA ROO-ZIELINSKA

THE SPECIES OF VASCULAR PLANTS OF THE HERB LAYER  
OF PINE FORESTS AS INDICATORS OF CLIMATE CHARACTERISTICS  
AND SOIL FEATURES IN NORTHERN AND CENTRAL EUROPE

The species of vascular plants of the herb layer were studied at ten forest sites representing pine forests of the alliances *Phyllodoce-Vaccinion* and *Dicrano-Pinion*. These sites are located along a N–S transect in Northern and Central Europe, running between 50°28' and 70°09' N – in Norway (N1), Finland (FN1, FN2, FN3), Estonia (ES1), Latvia (LT1), Lithuania (LI1), and Poland (PL1, PL2, PL3). The relationship was determined between: (1) climate characteristics such as: (a) mean annual temperature (°C) and (b) Sielaninov hygrothermic index as well as (2) soil properties in the humus-mineral horizon: (a) the content of hydrogen ions H<sup>+</sup> and (b) Ca<sup>2+</sup> base saturation and the share of total number and cover of herb-layer vascular plant species with known ecological requirements. The indication method applied used the species scale of Ellenberg et al. (1991), indicating the climatic – temperature (T), soil – moisture (F) and acidity (R) requirements of the plant species on the macroclimatic gradient. The species which behave in a similar manner with respect to the climatic and soil factors mentioned were clustered into indicator species groups. Distinct directional changes observed for the shares of these groups along the North–South transect were: (1) the gradual appearance to the south of the species characteristic for moderately warm areas; this changeability being confirmed by a statistically significant correlation with mean annual temperature of study plots, (2) a decrease to the south of the share of hygrophilous species and an increase in xerophilous ones, this changeability being confirmed by statistically significant correlation with values for the Sielaninov hygrothermic index of study plots; (3) a decrease to the south in the share of acidophilous species, and the appearance of weakly acidophilous ones, which do not exist in the most northern plots, this changeability being confirmed by a statistically significant correlation with content of hydrogen ions (H<sup>+</sup>) and Ca<sup>2+</sup> base saturation in the humus-mineral horizons of soils.



## Endemizm kręgowców lądowych Europy

### *Endemicity of European terrestrial Vertebrates*

**BOŻENNA GRABIŃSKA**

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,  
00–818 Warszawa, ul. Twarda 51/55; e-mail: b.grab@twarda.pan.pl

**Zarys treści.** Celem opracowania jest ocena geograficznego rozmieszczenia endemitów kręgowców lądowych Europy. Szczegółowo przeprowadzono ją dla gromady ssaków (Mammalia). Wszystkie gatunki, które uznano za endemity, podzielono na euendemity i subendemity. W artykule przedstawiono algorytm postępowania, jaki będzie zastosowany w przypadku analizy pozostałych trzech gromad: płazów (Amphibia), gadów (Reptilia) i ptaków (Aves). Jako wstępną fazę szerszego opracowania zjawiska endemizmu kręgowców Europy potraktowano zestawienia ilościowe endemitów w każdej z czterech gromad kręgowców. Przeprowadzona ocena statystyczna jednostek geograficznych na podstawie obecności endemitów ssaków, pozwoliła na odgraniczenie grup obszarów podobnych pod względem składu gatunkowego.

**Słowa kluczowe:** Europa, endemit, zasięg, gatunek, euendemit, subendemit.

### Podstawy teoretyczne, przedmiot i cel analizy

Endemizm jest zjawiskiem o charakterze czysto geograficznym. Już *ex definitione* odnosi się do przestrzennego różnicowania obiektów, będących jego wyznacznikiem. Endemiczny – znaczy tyle co właściwy danemu terenowi. W zoogeografii przyjmuje się zwykle, że endemit – to takson żyjący wyłącznie na danym terenie, np. bawół afrykański i szympanś są endemitami Afryki (Umiński, 1998).

Termin ten można zawęzić do przyrody ożywionej, roślin bądź zwierząt. Spotykamy się jednak ze zjawiskiem endemizmu także w przypadku chorób. Mówiąc bowiem o chorobie endemicznej mamy na myśli obszar jej występowania ograniczony zwykle do jednego terytorium, bez względu na to czy jest to kontynent, kraj, dowolna jednostka geograficzna czy administracyjna. Mamy więc do czynienia z jednostkowym, lokalnym występowaniem zjawiska. W biogeografii, czy też w biologii mówimy o gatunkach (względnie rodzajach, nawet rodzinach) endemicznych, czyli takich które są właściwe tylko danemu obszarowi geograficznemu (naturalnemu lub administracyjnemu) i nigdzie więcej nie występują.

Endemity (zwłaszcza roślinne) zamieszkują zwykle tereny o bogatej rzeźbie, kontrastach klimatycznych i glebowych i mocno zróżnicowanej roślinności. Do takich obszarów należy np. Płw. Iberyjski (Garcia-Barros i inni, 2002; Mota i inni, 2002). Uderzające jest zwłaszcza istnienie licznych endemitów lokalnych na glebach o szczególnym składzie chemicznym, zasobnych w metale ciężkie, serpentynowych, gipsowych, dolomitowych (Crawley, 1986).

Na kontynencie europejskim występują rozmaite bariery przyrodnicze. Panuje tu ogromna różnorodność warunków środowiskowych: (1) bogata rzeźba z wysokościami sięgającymi od poziomu morza po piętra wysokogórskie, (2) klimat o cechach od arktycznego do śródziemnomorskiego i subtropikalnego, (3) kontrasty wilgotności (od obszarów bardzo wilgotnych po półpustynne i pustynne) oraz (4) niezwykle skomplikowana mozaika gleb. Wszystko to powoduje dużą różnorodność zarówno flory, jak i fauny. Warunki środowiska fizycznogeograficznego Europy stwarzają możliwość zachowania jej specyfiki. Jednym z jej przejawów jest zachowanie gatunków o ograniczonych arealach, a także częściowa odrębność flory i fauny (Cowling i inni, 1994).

W pojęciu endemizmu czy gatunku endemicznego główna uwaga jest skupiona na wielkości i typie zasięgu (arealu), zajmowanego przez takson. Zasięgi mogą być rozmaite. Niekiedy obejmują one znaczne obszary naszego globu i wówczas mówimy o rozmieszczeniu kosmopolitycznym gatunków. Przeciwnieństwem kosmopolitów są endemity, to jest gatunki (albo inne jednostki systematyczne) o zasięgach bardzo małych (w odniesieniu do rangi taksonomicznej), obejmujących np. jedną wyspę albo jeden archipelag, jeden szczyt lub jedną dolinę, jedno jezioro itp. Mimo takiego sprecyzowania pojęcie endemitu musi pozostać do pewnego stopnia płynne, a jego ścisłe określenie wymaga podania obszaru, do jakiego dany takson jest ograniczony: np. endemit pieniński, tatrzański, zachodniokarpacki, karpacki, alpejski, australijski, czy też europejski.

Według W. Matuszkiewicza (1991), gatunki, których zasięg ogranicza się do jakiegoś stosunkowo niewielkiego regionu nazywamy endemitami tego regionu, natomiast jeśli przekraczają nieznacznie odnośny obszar mówimy o subendemitach. Termin endemit nie powinien być zatem utożsamiany tylko z bardzo ograniczonym, lokalnym występowaniem. Pojęcie endemizmu można odnieść do obszaru dużego, obszar ten jednak musi być mniejszy niż zasięg średniej wielkości w przypadku innych taksonów o podobnej randze (Podbielkowski, 1991). W tej sytuacji można mówić o endemitach określonego, znacznego obszaru, jak np. Alp, Nowej Zelandii, a nawet całego kontynentu. Może być roślina endemiczna dla Europy, dla półwyspu Bałkańskiego, dla Alp, dla Polski, dla pewnej wyspy etc. Takson roślinny endemiczny dla Europy może mieć nawet wielki zasięg, bo obszar, względem którego ustalamy endemizm, jest wielki. Endemit Grecji musi posiadać zasięg mniejszy w stosunku do całego kontynentu europejskiego itd. (Paczoski, 1933).



Ostatnio endemitom poświęca się wiele uwagi, zyskały one nawet monograficzne opracowania, zwłaszcza z zakresu fitogeografii (Pawłowski, 1970). Powodem, dla którego podjęto tematykę dotyczącą endemitów i endemizmu jest między innymi niechęć współczesnych ekologów do tworzenia podziałów zoogeograficznych. Niektórzy autorzy – znacząc na mapach granice poszczególnych jednostek – podkreślają ich umowny charakter (Cox, 2001). Niekiedy badacze idą tak daleko, że odrzucają w ogóle możliwość skonstruowania formalnego podziału Ziemi na regionalne jednostki. F. White (1993), uważa, że podziały te są na tyle arbitralne, iż należałoby z nich po prostu zrezygnować i skupić się na wyznaczaniu centrów endemizmu różnej rangi. Centra endemizmu, bez ściśle ustalonych granic i hierarchii, stanowiłyby coś w rodzaju ośrodków krystalizacji. Wokół nich grupowałyby się pozostałe terytoria, pozbawione indywidualności i stanowiące jedynie arenę wzajemnego przenikania się elementów związanych z różnymi centrami (dynamiczna koncepcja centrów White'a). Mniej jest niestety opracowań dotyczących endemitów zoologicznych, a całościowych opracowań endemizmu całych grup zwierząt szerszego obszaru geograficznego, np. kontynentu, całkowicie brak. To jeszcze jeden powód, dla którego podjęto się analizy tego zjawiska.

Zjawisko endemizmu ma jednak przede wszystkim podłoże historyczne. Liczba taksonów endemicznych w obrębie flory i fauny poszczególnych regionów wzrasta z upływem czasu. Wiek flory i fauny jest zatem najważniejszym czynnikiem, decydującym o bogactwie jej endemitów. Ze względu na wiek dzielimy endemity na paleoendemity, czyli taksony powstałe na terenie Europy przed początkiem epoki lodowcowej i neoendemity, czyli taksony powstałe w Europie po ustąpieniu ostatniego zlodowacenia (Szafer, 1964).

Podstawową jednostką biologiczną stanowiącą przedmiot analizy był gatunek i jego zasięg. W opracowaniu nie zajmowano się innymi taksonami. Według klasycznej definicji, gatunek cechują izolowane od siebie rozrodczo pule genowe. W obrębie gatunku mogą występować allopatrycznie rozmieszczone formy, odmienne pod względem morfologicznym, ale nie wykazujące wobec siebie izolacji rozrodczej. Formy takie nazywa się podgatunkami lub rasami, natomiast gdy ich zmienność wynika w oczywisty sposób z adaptacji do lokalnych warunków siedliskowych – ekotypami (Mayr, 1942, 2002).

Wyjściowa populacja może być przestrzennie zróżnicowana pod względem genetycznym ze względu na adaptacje różnych części populacji do różnych mikrosiedlisk. Rozpad takiej populacji na kilka izolowanych barierami fizycznymi powoduje, że izolowane populacje mogą się różnić od siebie genetycznie. Model specjacji spowodowanej rozdzieleniem populacji przez fizyczną barierę nazywany został specjacją allopatryczną.

Wszystkie endemity europejskie uwzględnione w pracy podzielono na euen-demity i subendemity. Euendemity to gatunki, których zasięgi zamykają się wyłącznie w Europie, rozumianej formalnie, od Islandii po Ural. Przyjęte granice

kontynentu najdalej na północy obejmowały Islandię, na wschodzie Ural, północne zbocza Kaukazu, wschodnie wybrzeże Morza Kaspijskiego po rzekę Ural. Południową granicę opracowania stanowiły: pobrzeża Morza Śródziemnego, wybrzeża Morza Czarnego, cieśnina Bosfor, europejskie wybrzeża Turcji. Zachodnią granicę stanowi Atlantyk z wyspami Makaronezji (Wyspy Kanaryjskie, Madiera, Azory).

Wszystkie gatunki występujące wyłącznie w tak opisanych granicach nazwano euendemitami, czyli endemitami właściwymi.

Oprócz nich występuje także grupa gatunków endemicznych, których główny obszar występowania mieści się w Europie, tam też jest centrum ich występowania. Europa, to także obszar ich specjacji (różnicowania gatunków na inne). Niekiedy jednak ich arealy wykraczają nieco poza opisane granice kontynentu. Przyjęto dla nich nazwę gatunków subendemicznych. Subendemity to – według definicji stosowanej w naukach botanicznych i zoologicznych – rośliny lub zwierzęta mające główny ośrodek występowania w określonej strefie geograficznej lub okolicy, ale przekraczające nieco swym zasięgiem ten teren (*Słownik wyrazów obcych PWN*, s. 828).

Zasięgi występowania gatunków endemicznych Europy, a zwłaszcza subendemicznych, można przyporządkować do następujących, opisanych w biogeografii Obszarów: Arktycznego, Eurosyberyjskiego, Irano-Turańskiego oraz Śródziemnomorskiego i Saharo-Sindyjskiego – rycina 1) (Kornaś i Medwecka-Kornaś, 2002). W zakres opracowania włączono także prowincję makaronezyjską, obejmującą florę i faunę Wysp Kanaryjskich, Madery i Azorów (Kostrowicki, 1999).

Obiektami analizy były gatunki należące do czterech gromad kręgowców: płazów (Amphibia), gadów (Reptilia), ptaków (Aves) oraz ssaków (Mammalia). Przy kwalifikacji subendemitów przyjęto umownie, że są to gatunki, których zasięgi przekraczają Europę maksymalnie w 20–25 %, a więc główny areal występowania (około 75%) stanowi Europa.

### **Cel opracowania oraz spodziewane wyniki**

Przedmiotem niniejszego opracowania są 72 gatunki endemiczne jednej gromady kręgowców – ssaków. W następnych etapach zostanie przeprowadzona analiza według tego samego algorytmu, dotycząca wspomnianych już pozostałych trzech gromad kręgowców.

Celem opracowania we wszystkich przypadkach będzie:

- 1) ocena geograficznego rozmieszczenia endemitów Europy,
- 2) określenie obszarów największego endemizmu,
- 3) wyróżnienie ekologicznych typów endemitów – ze względu na warunki siedliskowo-ekologiczne w jakich żyją:
  - gatunki przymorskie (głównie ptaki, wodne i nadbrzeżne, pokarmowo całkowicie lub częściowo uzależnione od morza),





Ryc. 1. Podział fitogeograficzny Europy. Podpaństwo Euro-Sybero-Boreoamerykańskie:

1 – Obszar Arktyczny; 2–10 – Obszar Euro-Syberyjski: 2 – Prowincja Północna (Borealna), 3 – Prowincja Atlantycka, 4 – Prowincja Środkowoeuropejska Nizowo-Wyzynna, 5 – Prowincja Środkowoeuropejska Góraska, 6 – inne prowincje górskie, 7 – Prowincja Illiryjska, 8 – Prowincja Pontyjsko-Pannońska, 9 – Prowincja Południowosyberyjska, 10 – Prowincja Ponto-Hirkańska; Podpaństwo Irano-Turańskie, Obszar Irano-Turański: 11 – Prowincja Turańska (Aralo-Kaspijska), 12 – Prowincja Irańska; Podpaństwo Śródziemnomorskie: 13 – Obszar Śródziemnomorski; Podpaństwo Saharo-Sindyjskie: 14 – Obszar Saharo-Sindyjski; 15 – granice między podpaństwami i obszarami, 16 – granice prowincji (źródło: Kornaś i Medwecka-Kornaś, 2002).

Phytogeographical division of Europe. Euro-Siberian-Boreoamerican Subrealm:

1 – Arctic Region; 2–10 – Euro-Siberian Region: 2 – North (Boreal) Province, 3 – Atlantic Province, 4 – Central European Lowland-Highland Province, 5 – Central European Montane Province, 6 – other mountainous provinces, 7 – Illirian Province, 8 – Pontian-Pannonian Province, 9 – SouthSiberian Province, 10 – Pontiac-Hyrcanian Province; Iranian-Turanian Subrealm, Iranian Turanian Region: 11 – Turanian (Aral-Caspian) Province, 12 – Iranian Province; Mediterranean Subrealm: 13 – Mediterranean Region; Saharo-Sindian Subrealm: 14 – Saharo-Sindian Region, 15 – boundaries of Subrealms and Regions, 16 – boundaries of Provinces (source: Kornaś, Medwecka-Kornaś, 2002).

- gatunki przywodne: strefy borealnej, umiarkowanej, submerydionalnej, merydionalnej,
  - gatunki leśne: strefy borealnej, umiarkowanej, submerydionalnej, merydionalnej,
  - gatunki bagienne: strefy borealnej, umiarkowanej, submerydionalnej, merydionalnej,
  - gatunki stepowe, półpustynne i pustynne,
- 4) wyróżnienie ekologicznych typów endemitów ze względu na hipsometrię:
- gatunki niżowo-wyżynne,
  - gatunki górskie: średniogórskie – leśne (reglowe),
  - wysokogórskie (alpejskie).

W wyniku przeprowadzonej analizy możliwe będzie:

- 1) określenie ekologicznych uwarunkowań endemizmu i przyczyn przetrwania taksonów endemicznych,
- 2) podanie sugestii co do ochrony, rezerwatowej, krajobrazowej, itp. taksonów endemicznych,
- 3) przeprowadzenie podziału na podstawie wielkości zasięgu gatunku endemicznego na: wielkoobszarowe, lokalne i punktowe.

## Materiał i metody

### Źródło informacji o rozmieszczeniu gatunków zwierząt

Najlepszą formą publikowanych danych o zasięgach są atlasy chorologiczne obrazujące rozmieszczenie gatunków w poszczególnych krajach, regionach lub na kontynentach.

Podstawowymi źródłami, z których czerpano informacje o współczesnym rozmieszczeniu zwierząt kręgowych Europy, są następujące atlasy:

- *The Atlas of European Mammals* (1999),
- *Atlas of Amphibians and Reptiles in Europe* (1997),
- *The EBCC Atlas of European Breeding Birds, Their Distribution and Abundance* (1997).

Ponieważ wzięto pod uwagę także gatunki o zasięgu szerszym niż kontynent, a kartograficzne opracowania *Atlasów* obejmują tylko Europę w jej okrojonych granicach (np. EUROSTATu), korzystano także z innych źródeł przedstawiających zasięgi ogólne gatunków (Gorner i Hackecthal, 1987; Reicholf, 1996). Na tej podstawie porównano europejskie arealy zwierząt oraz ich udział w obszarach graniczących z Europą. Była to wstępna selekcja gatunków odnosząca się do wielkości zasięgu w granicach Europy bądź poza nią. Tą metodą 268 gatunków uznano za endemity europejskie, wśród 893 kręgowców lądowych<sup>1</sup>. Mapy zamieszczone w atlasach, wykorzystane jako podstawowe źródło informacji

<sup>1</sup> Do opracowania włączono jeden gatunek morski – fokę, mniszkę śródziemnomorską (*Monachus monachus*).



o rozmieszczeniu stanowisk zwierząt, są skonstruowane w jednakowy sposób.

Do zbierania danych i zaznaczania stanowisk występowania zwierząt posłużyły mapy UTM (Universal Transverse Mercator) z naniesionymi kwadratami o boku 50 km. W kwadratach tych zaznaczone były stanowiska płazów gadów i ssaków sprzed 1970 roku i po 1970. Mapy wynikowe ze stanowiskami wyznaczającymi areal gatunku stanowiły mapy Europy – Administrative Regions PanEurope map (AREU 10 MV3) EUROSTAT w odwzorowaniu pseudocylindrycznym z naniesioną siatką geograficzną. Wszystkie mapy rozmieszczenia stanowisk zwierząt zamieszczone w *Atlasie ssaków...* z 1999 roku wykonano w skali 1: 25 000 000.

Wybrane gatunki endemiczne z czterech gromad kręgowców zestawiono w tabelach zbiorczych, w których zawarto informacje o ogólnogeograficznym obszarze występowania euendemitu lub subendemitu. W tabelach tych uwzględniono 51 gatunków płazów, 69 gatunków gadów, 70 gatunków ptaków, 76 gatunków ssaków. W artykule zamieszczono przykładowo tylko jedną tabelę zbiorczą z wymienieniem nazw łacińskich i lokalizacją geograficzną arealu występowania endemitów ssaków (tab. 1). Trzeba w tym miejscu zaznaczyć, że do opracowania kartograficznego i statystycznego wykorzystano dane dotyczące 72 gatunków ssaków, dla takiej bowiem liczby gatunków dysponowano danymi o rozmieszczeniu w Europie.

Tabela 1. Rozmieszczenie endemitów ssaków europejskich

Lp.	Gatunek	Areal występowania	
		jako euendemit	jako subendemit
1.	<i>Erinaceus concolor</i>		E Europa, Azja Mniejsza, Izrael, Iran, Irak, rzeka Ob
2.	<i>Erinaceus europaeus</i>	ogólnoeuropejski, Ural	
3.	<i>Sorex alpinus</i>	Alpy, Płw. Bałkański, Karpaty	
4.	<i>Sorex coronatus</i>	Płw. Iberyjski, NE Niemcy, Austria, Holandia, Francja,	
5.	<i>Sorex granarius</i>	Płw. Iberyjski, Galicja	
6.	<i>Sorex samniticus</i>	Płw. Apeniński	
7.	<i>Neomys anomalus</i>		ogólnoeuropejski (bez północy), Azja Mniejsza
8.	<i>Crocidura leucodon</i>		centr. i E Europa, W Azja, Francja, region kaspijski
9.	<i>Crocidura canariensis</i>	W-y Kanaryjskie	
10.	<i>Crocidura osorio</i>	W-y Kanaryjskie	
11.	<i>Crocidura sicula</i>	Sycylia, Malta	
12.	<i>Crocidura zimmermanni</i>	Kreta	
13.	<i>Crocidura russula</i>		W i centr. Europa, N Afryka
14.	<i>Galemys pyrenaicus</i>	Płw. Iberyjski, Pireneje	
15.	<i>Desmana moschata</i>		E Europa, Don, Wołga, Dniepr, Ural

Lp.	Gatunek	Areal występowania	
		jako euendemit	jako subendemit
16.	<i>Talpa caeca</i>	Alpy, Płw. Bałkański,	
17.	<i>Talpa occidentalis</i>	Płw. Apeniński	
18.	<i>Talpa europaea</i>	Płw. Iberyjski	ogólnoeuropejski, Ob, Irtysz
19.	<i>Talpa romana</i>	Płw. Apeniński	
20.	<i>Talpa stankovici</i>	Płw. Bałkański, Macedonia, Grecja, Albania	
21.	<i>Pipistrellus maderensis</i>	Madera, W-y Kanaryjskie	
22.	<i>Nyctalus azoreum</i>	Azory	
23.	<i>Rhinolophus euryale</i>		Śródziemnomorski, Bliski Wschód, Turkmenistan, Iran, NW Afryka
24.	<i>Myotis myotis</i>		Płw. Iberyjski, Ukraina, Turcja, Izrael, Liban, Syria, N Afryka
25.	<i>Myotis Bechsteinii</i>		W i centr. Europa, Azja Mniejsza, Kaukaz, N Iran
26.	<i>Myotis capaccinii</i>		S Europa, Śródziemnomorski, SW Azja, N Afryka
27.	<i>Barbastella barbastellus</i>		ogólnoeuropejski, Kaukaz, Transkaukazja, N Afryka, W-y Kanaryjskie
28.	<i>Pipistrellus nathusii</i>		ogólnoeuropejski, Azja Mniejsza, Turcja, Kaukaz, Iran
29.	<i>Nyctalus lasiopterus</i>		Transkaukazja, Europa S i centralna, Iran, Uzbekistan, N Afryka,
30.	<i>Rhinolophus mehelyi</i>		Śródziemnomorski, N Afryka, Azja Mniejsza, Transkaukazja, W Iran,
31.	<i>Plecotus teneriffae</i>	W-y Kanaryjskie	
32.	<i>Oryctolagus cuniculus</i>		ogólnoeuropejski, N Afryka
33.	<i>Lepus castroviejoi</i>	Góry Kantabryjskie	
34.	<i>Lepus corsicanus</i>	Płw. Apeniński, Sycylia	
35.	<i>Lepus granatensis</i>	Płw. Iberyjski, Baleary	
36.	<i>Marmota marmota</i>	Alpy, Pireneje, Apeniny, Tatry Wysokie, Karpaty	
37.	<i>Spermophilus citellus</i>		Europa E i centralna, Azja Mniejsza
38.	<i>Spermophilus suslicus</i>	Polska, S Rosja, Ukraina, Moldawia, Białoruś	
39.	<i>Mesocricetus newtoni</i>	Płw. Bałkański, Rumunia, Bułgaria	
40.	<i>Lemmus lemmus</i>	Fennoskandia, Płw. Kola	
41.	<i>Dinaromys bogdanovi</i>	Płw. Bałkański, Macedonia, Grecja, Albania, Chorwacja, Bośnia, Hercegowina	



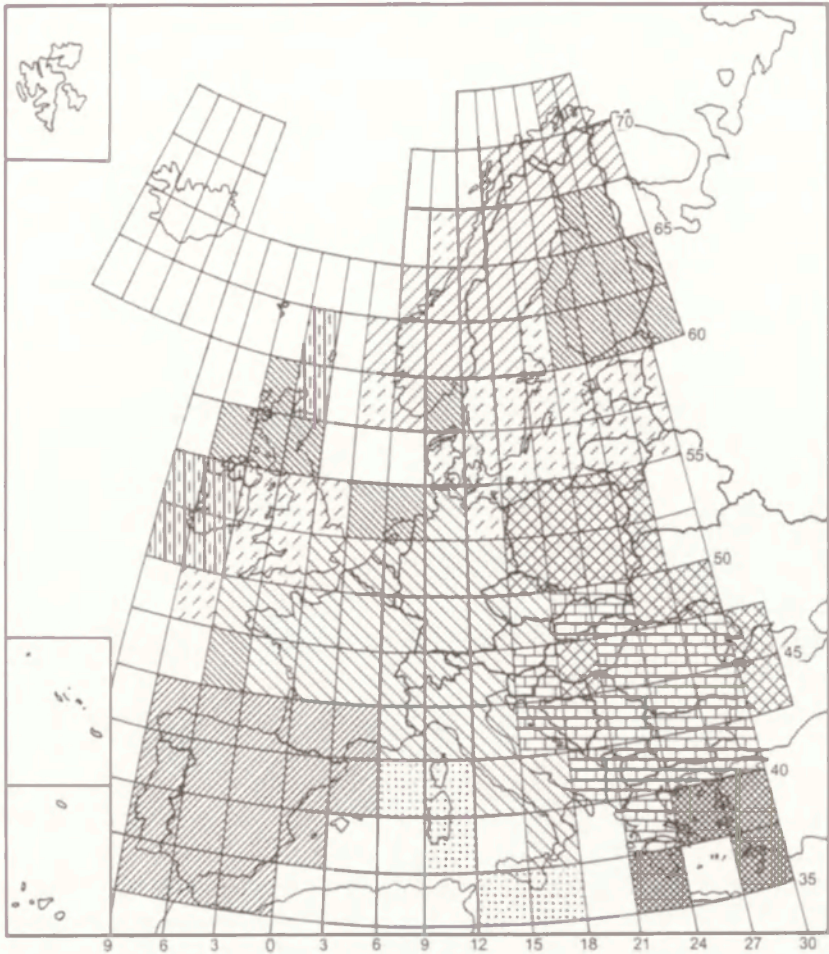
Lp.	Gatunek	Areal występowania	
		jako euendemit	jako subendemit
42.	<i>Arvicola sapidus</i>	Plw. Iberyjski, Portugalia, Hiszpania, Francja	
43.	<i>Microtus cabreræ</i>	Plw. Iberyjski	
44.	<i>Microtus duodecimcostatus</i>	W Śródziemnomorski, Plw. Iberyjski, SE Francja	
45.	<i>Microtus felteni</i>	Serbia, Macedonia, Grecja, Albania	
46.	<i>Microtus gerbei</i>	W Śródziemnomorski, Francja, Pireneje, Góry Kantabryjskie	
47.	<i>Microtus lusitanicus</i>	Plw. Iberyjski, SW Francja	
48.	<i>Microtus bavaricus</i>	Alpy, Tyrol, Bawaria	
49.	<i>Microtus multiplex</i>	Alpy, Masyw Centralny, Francja, Istria, Apeniny, Bośnia	
50.	<i>Microtus savii</i>	Plw. Apeniński, Szwajcaria, Sycylia, Elba, SE Francja	
51.	<i>Microtus tatricus</i>	Karpaty, Słowacja, Polska, Ukraina, Rumunia.	
52.	<i>Microtus subterraneus</i>	Francja (wyrzeże Atlantyku), Europa Centralna, Ukraina, Estonia, Rosja, Anatolia	
53.	<i>Microtus thomasi</i>	SW Bałkany. Grecja, Peloponez, Albania	
54.	<i>Chionomys nivalis</i>		Śródziemnomorski, Kaukaz, Turcja, Izrael, Liban, Syria, Iran
55.	<i>Scirtopoda telum</i>		Ukraina, Dniepr, Don, Kazachstan
56.	<i>Spalax graecus</i>	Ukraina, Transylwania, Rumunia	
57.	<i>Nannospalax leucodon</i>		SE Europa, Ukraina, Bałkany, Peloponez, Anatolia
58.	<i>Apodemus alpicola</i>	Alpy	
59.	<i>Apodemus flavicollis</i>		ogólnoeuropejski, Bliski Wschód
60.	<i>Apodemus microps</i>	E Europa, Turcja, Czechy, Austria, Polska,	
61.	<i>Mus spretus</i>		SW Europa, N Afryka, Maroko, Libia
62.	<i>Acomys minous</i>	Kreta	
63.	<i>Eliomys quercinus</i>	ogólnoeuropejski, Ural	
64.	<i>Glis glis</i>		ogólnoeuropejski, Azja Mniejsza, Kaukaz, Iran
65.	<i>Muscardinus avellanarius</i>		ogólnoeuropejski, Anatolia, Azja Mniejsza
66.	<i>Mustela lutreola</i>	ogólnoeuropejski (wyspowo)	
67.	<i>Mustela putorius</i>	ogólnoeuropejski, Ural	
68.	<i>Martes martes</i>		ogólnoeuropejski, Syberia, Kaukaz Azja Mniejsza, Irak, Iran

Lp.	Gatunek	Areal występowania	
		jako euendemit	jako subendemit
69.	<i>Genetta genetta</i>		Płw. Iberyjski, Francja, Baleary, Belgia, Szwajcaria, Niemcy, NW Afryka
70.	<i>Lynx pardinus</i>	Płw. Iberyjski	
71.	<i>Monachus monachus</i>		Śródziemnomorski, M. Czarne, Madera, NW Afryka
72.	<i>Bison bonasus</i>	wyspowo Polska, Białoruś, Litwa, Ukraina, Rosja	
73.	<i>Rupicapra pyrenaica</i>	Pireneje, NW Hiszpania, Włochy centralne	
74.	<i>Rupicapra rupicapra</i>		góry Europy, Azja Mniejsza, Kaukaz
75.	<i>Capra ibex</i>	Alpy, Francja, Szwajcaria, Austria, Niemcy	
76.	<i>Capra pyrenaica</i>	Pireneje	

### Opracowanie kartograficzne i statystyczne wyników

Pierwszym etapem analizy było sporządzenie siatki geograficznej, na której zaznaczono południki co 3°, a równoleżniki co 2°30'. Następnie w tak określonych jednostkach powierzchni (trapezach siatki), oceniono obecność stanowiska (1) lub jego brak (0) każdego z 72 gatunków endemicznych ssaków. Materiał uzyskany dla 227 jednostek powierzchni (trapezów) posłużył do sporządzenia macierzy zero-jedynkowej, stanowiącej bazę obliczeń statystycznych. Do porównania jednostek przestrzennych (trapezów) pod względem składu gatunkowego endemitów zastosowano wskaźnik podobieństwa Jaccarda o wzorze:  $C = a/a+b+c$ , gdzie:  $a$  – to liczba gatunków wspólnych dla obydwu jednostek;  $b$  – liczba gatunków wykazanych tylko dla jednostki 1;  $c$  – liczba gatunków wykazanych tylko dla jednostki 2 (Kenkel i inni, 1987; Jaccard, 1908). Obliczone wartości wskaźnika posłużyły następnie do sporządzenia dendrogramu pokazującego podobieństwo jednostek przestrzennych (trapezów) pod względem składu gatunkowego ssaków endemicznych. Końcowy etap analizy polegał na nałożeniu dwóch podkładów: a) mapy zamieszczonej w atlasie, na której zaznaczane były stanowiska każdego gatunku ssaka, b) sporządzonej siatki geograficznej. Na tak przygotowanym materiale kartograficznym, zaznaczono szrafem grupy jednostek o zbliżonej wartości wskaźnika podobieństwa, uwzględniając tylko podobieństwo większe od 50%. Pozwoliło to na wyróżnienie obszarów najbardziej podobnych pod względem składu jakościowego analizowanych 72 gatunków endemicznych ssaków (ryc. 2).





Ryc. 2. Kartogram podobieństwa jednostek geograficznych pod względem występowania gatunków ssaków endemicznych w Europie (na podstawie wskaźnika podobieństwa Jaccarda i średniej więzy grupowej)

Cartogram of similarity among geographical units based on distribution of endemic mammalian species in Europe (derived from Jaccard similarity index and group average link clustering)

## Wyniki

### Charakterystyka składu gatunkowego endemitów Europy

Dane o udziale endemitów w całej faunie kręgowców lądowych Europy (bez byłego ZSRR) przedstawiono w tabelach 2 i 3. Najwięcej gatunków endemicznych wykazano dla ptaków i ssaków, niewiele mniej dla gadów, a najmniej dla płazów. Gatunki te stanowią od 5,7 do 8,7 % wszystkich analizowanych gatun-

Tabela 2. Endemity w lądowej faunie kręgowców Europy

Gromada	Liczba gatunków		% ogólnej liczby gatunków	% gatunków endemicznych w gromadzie
	ogółem	endemicznych		
Plazy (Amphibia)	62	51	5,7	82,3
Gady (Reptilia)	123	69	7,7	56,1
Ptaki (Aves)	514	70	7,8	13,6
Ssaki (Mammalia)	194	78	8,7	40,2
Razem	893	268	31,9	

Tabela 3. Euendemizm i subendemizm w faunie kręgowców lądowych Europy

Gromada	Euendemity			Subendemity		
	liczba	% w gromadzie	% wśród endemitów	liczba	% w gromadzie	% wśród endemitów
Plazy (Amphibia)	40	64,5	78,4	11	17,7	21,6
Gady (Reptilia)	40	32,5	58,0	29	23,6	42,0
Ptaki (Aves)	23	4,5	32,8	47	9,1	67,1
Ssaki (Mammalia)	51	26,3	65,4	27	13,9	34,6
Razem	154			114		

ków kręgowców (tab. 2). Podział endemitów według wielkości zasięgu na euendemity i subendemity przedstawia tabela 3. Euendemitów wyróżniono 154 gatunki, a subendemitów 114, co stanowi około 30% ogólnej liczby kręgowców lądowych Europy.

Udział euendemitów w poszczególnych gromadach wynosi od 23 dla ptaków do 51 dla ssaków (tab. 3). Ta najmniejsza grupa 23 gatunków ptaków stanowi zaledwie 4,5% liczby gatunków tej gromady, jeżeli weźmiemy pod uwagę tylko lęgowe ptaki Europy. Ptaki to najbardziej mobilna grupa analizowanych zwierząt, nic więc dziwnego, że jest w niej niewiele gatunków o areale ograniczonym tylko do Europy. Opisanych 51 euendemitów ssaków stanowi niewiele ponad 26% wszystkich gatunków tej gromady występujących w Europie. Zwraca uwagę dość wysoka liczba euendemitów wśród płazów. Płazy są gromadą najmniej bogatą w gatunki spośród analizowanych, toteż 40 wyróżnionych euendemitów stanowi 64,5% wszystkich płazów występujących w Europie. Płazy to najbardziej stenotopowa – o wąskiej skali tolerancji i ściśle określonych wymaganiach środowiskowych – grupa spośród analizowanych zwierząt.

Skład liczebny subendemitów jest odmienny. Najmniej ich wyróżniono wśród płazów (11), a najwięcej wśród ptaków (47). Zważywszy na to, że płazy są najmniej bogato reprezentowaną w Europie gromadą kręgowców, te 11 gatunków stanowi prawie 20% składu gatunkowego fauny płazów, a 47 gatunków ptaków – to zaledwie 9% wszystkich lęgowych gatunków występujących w Europie.



Pierwszą grupą endemitów, dla której podjęto próbę szczegółowego zestawienia danych i ich oceny statystycznej, były ssaki. Spośród nich wybrano 51 gatunków ograniczonych do Europy (euendemity) oraz 27 wykraczających swym arealem poza nią (subendemity). Euendemity stanowią ponad 26% składu gatunkowego europejskiej fauny ssaków i ponad 65% wszystkich endemitów (tab. 3). Może to nie tylko świadczyć o odosobnieniu systematycznym tej grupy zwierząt, ale także być związane ze szczególnymi typami siedlisk, w których występują, odbiegającymi od panujących współcześnie w otoczeniu.

Podobieństwo badanych obszarów pod względem składu gatunkowego ssaków endemicznych przedstawiono w formie kartogramu (ryc. 2). Zaznaczono na nim grupy jednostek przestrzennych o podobieństwie składu gatunkowego ssaków większym od 50%. Grupy te można traktować jak wyznaczniki różnicowania siedliskowo-ekologicznego. Uzyskany obraz jest częściowo porównywalny z podziałem biogeograficznym Prowincji Europejskiej (Kornaś i Medwecka-Kornaś, 2002; Kostrowicki, 1999), wyróżniają się bowiem wyraźnie zachodni, środkowy, oraz wschodni region śródziemnomorski i przyśródziemnomorski. Na południowym zachodzie odrębne grupy stanowią: Półwysep Iberyjski i Pireneje, wyspy Korsyka, Sardynia i fragmenty Sycylii, a na południowym wschodzie – część turecka i wyspy Morza Śródziemnego.

Dość jednorodny pod względem składu gatunkowego ssaków endemicznych jest prawie cały Półwysep Bałkański mimo jego zróżnicowanych warunków przyrodniczych. Podobne są zarówno: część stepowego regionu pontyjsko-pannońskiego (od Węgier, do ujścia Dunaju, do Morza Czarnego), południowo-zachodnia Ukraina, Mołdawia, oraz prowincja Illiryjska w północnej jego części. Być może bliższa analiza poszczególnych gatunków zwierząt wchodzących w skład tej grupy pozwoli na wyróżnienie form (gatunków) typowo eupontyjskich (centrum w płn.-zach. części basenu Morza Czarnego) i innych gatunków przyśródziemnomorskich.

Zwarta, duża grupa przestrzennych jednostek geograficznych, obejmuje zachodnią część Prowincji Środkoeuropejskiej Niżowo-Wyżynnej i Górskiej. Przyjęta 50-procentowa wartość wskaźnika podobieństwa jako graniczna przy wydzieleniu na kartodiagramie grup jednostek najbardziej do siebie podobnych, pozwoliła na generalny podział całego analizowanego obszaru. Wydzielenie mniejszych grup przy podziałach uwzględniających wyższą wartość wskaźnika podobieństwa Jaccarda pozwoli na wyszczególnienie w zachodniej części prowincji środkoeuropejskiej obszarów górskich będących ostojami gatunków endemicznych.

Inne zwarte grupy jednostek koncentrują się wokół Atlantyku. Widoczny jest podział Prowincji Atlantyckiej na Podprowincje: Południowoatlantycką, Środkowoatlantycką i Północnoatlantycką.

Część Południowoatlantycka (wybrzeża Portugalii, północnej Hiszpanii, do ujścia Garonny) stanowi fragment jednolitej pod tym względem wydzielonej na

kartogramie grupy, do której należy cały Półwysep Iberyjski i Pireneje. Odmierna pod względem podobieństwa analizowanej fauny jest Podprowincja Środkowo-atlantycka (od ujścia Garonny do pld. Norwegii, wraz z Wlk. Brytanią bez Szkocji) i Północnoatlantycka (Irlandia, Szkocja, częściowo północna Skandynawia). Wyraźnie zaznaczyła się odrębność Gór Skandynawskich w borealnej (północnej) Strefie Europejskiej. Wydziela się także wschodnia Fennoskandia z tajgowym typem roślinności oraz część przybaltycka z większym udziałem lasów mieszanych.

Odrębny obszar zaznaczony na kartogramie stanowi fragment środkowo-wschodniej Europy (Polska oraz graniczące z nią obszary Białorusi i Ukrainy). Zbliżony skład gatunkowy fauny ssaków tej części kontynentu może świadczyć o podobieństwie warunków fizycznogeograficznych i dużym udziale gatunków przechodnich, nie osiągających tu żadnych kresów zasięgowych. Mała odrębność w stosunku do fauny obszarów sąsiednich, zwłaszcza położonych na wschód, łączy się z brakiem naturalnych barier geograficznych i bardziej kontynentalnym charakterem klimatu. Może są to jedne z przyczyn wyróżniających na kartogramie obszar środkowo-wschodniej Europy od obszarów północno-wschodnioeuropejskich i południowo-wschodnioeuropejskich. Nie jest to prawdopodobnie grupa gatunków, których arealy mają granice zamknięte ze wszystkich stron (przyjęte w pracy jako euendemity). Być może jest to fauna obszarów niżowowyzynnych o małej „specyficzności”, której najbardziej charakterystyczną cechą jest przejściowość w stosunku do przyległych obszarów kontynentalnych eurosyberyjskiego nizu.

### Podsumowanie

Mało jest prac na temat endemizmu i endemitów fauny kręgowców różnych terytoriów Ziemi, jak również brak jest całościowych monografii na ten temat. Algorytmy postępowania czerpać można tylko z prac z zakresu fitogeografii, gdzie zdecydowanie więcej wiadomo o udziale endemitów we florze różnych części Europy, a zwłaszcza pasm górskich w Europie (por. Mirek i Piękoś-Mirkowa, 1992).

Analiza zasięgów ogólnych oraz stanowisk rozmieszczenia 893 gatunków kręgowców Europy pozwoliła na wyróżnienie wśród nich 268 endemitów europejskich. Podział według wielkości arealu w Europie lub częściowo poza nią pozwolił na wyróżnienie 154 gatunków euendemicznych i 114 subendemicznych.

Niezależnie od podziału endemitów wedle wielkości ich zasięgów, pogrupowano gatunki także na podstawie lokalizacji geograficznej ich stanowisk w Europie. Pozwoliło to na wyróżnienie grup o podobnym rozmieszczeniu. Do oceny stopnia podobieństwa rozmieszczenia gatunków endemicznych posłużył wskaźnik Jaccarda. Na podstawie wartości tego wskaźnika sporządzono dendrogram. Pokazano na nim stopień podobieństwa 227 jednostek (trapezów siatki geograficznej) pod względem składu gatunkowego ssaków.



Wynik końcowy opracowania przedstawiono w postaci kartogramu, na którym wydzielono grupy jednostek o podobnym składzie gatunkowym ssaków. Grupy jednostek dzielących analizowany obszar Europy są wyrazem zróżnicowania warunków środowiska fizycznogeograficznego, które w sposób naturalny i wynikający ze społeczno-gospodarczej działalności człowieka, kształtują współczesne zasięgi zwierząt. Z drugiej strony uzyskany obraz świadczy o pewnej stałości zespołu czynników warunkujących obecność tej wybranej, specyficznej fauny o ograniczonych zasięgach. Na podstawie analizy zasięgów ssaków, które uznano za endemiczne można powiedzieć, że mimo podkreślanej przez wielu autorów monotonii fauny Europy – w większości wspólnej dla całej Palearktyki i bez wyraźnej tożsamości faunistycznej – grupa ta decyduje o odrębności fauny i zarazem pewnej jej izolacji w różnych obszarach Europy. Są wśród nich gatunki w szerszym pojęciu eurosyberyjskie z wyraźnym centrum w Europie, cyrkumborealne, środkowoeuropejskie, europejsko-atlantyckie, wschodnioeuropejskie.

Duża jest grupa gatunków związana z południowymi, cieplejszymi Obszarami: Śródziemnomorskim, Irano-turańskim czy Saharo-Sindyjskim, a wśród nich elementy ogólnościemnomorskie, wschodnio- i zachodniośródziemnomorskie. Te grupy geograficzno-faunistyczne związane z określonymi jednostkami biogeograficznymi wyraźnie dzielą badany obszar (por. ryc. 2).

Wyróżnione endemity mogą być pomocne przy ocenie i waloryzacji warunków środowiska, jako element przyrody ożywionej wyznaczający odrębność danego terenu. Są to gatunki określające stopień izolacji terytorium, na którym występują, a także stopień zróżnicowania warunków środowiskowych w jego obrębie. Ponieważ występowanie endemitów musi być związane z długotrwałym utrzymywaniem się niezmiennych warunków środowiskowych, taksony te są z reguły „przypisane” do szczególnych typów siedlisk, wyraźnie odmiennych od panujących współcześnie w otoczeniu.

## Piśmiennictwo

- Cowling R. M., Witkowski E. T. F., Milewski A. V., Newbey K. R., 1994, *Taxonomic, edaphic, and biological aspects of narrow plant endemism on matched sites in mediterranean South Africa and Australia*, Journal of Biogeography, 21, 6, s. 651–664.
- Cox C. B., 2001, *The biogeographic regions reconsidered*, Journal of Biogeography, 28, 4, s. 511–523.
- Crawley M. J. (red.), 1986, *Plant Ecology*, Blackwell, Oxford.
- García-Barros E., Gurrea P., Lucianez M.J., Cano J.M., Munguira M.L., Moreno J.C., Sainz H., Sainz M.J., Simon J.C., 2002, *Parsimony analysis of endemism and its application to animal and plant geographical distributions in the Ibero-Balearic region (western Mediterranean)*, Journal of Biogeography, 29, 1, s. 109–124.
- Gorner M., Hackethal H., 1987, *Saugetiere Europas*, Neumann Verlag, Leipzig, Radebeul.
- Hagemeijer E. J. M., Blair M. J. (red.), 1997, *The EBCC Atlas of European Breeding Birds: Their Distribution and Abundance*, T&AD Poyser, London.

- Jaccard P., 1908, *Nouvelles recherches sur la distribution florale*, Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, 44, s. 223–270.
- Kopaliński W., 1988, *Słownik wyrazów obcych i zwrotów obcojęzycznych*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 2002, *Geografia roślin*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kenkel N. C., Booth T., 1987, *A comparison of presence-absence resemblance coefficients for use in biogeographical studies*, Coenoses, 2, 1, s. 25–30.
- Kostrowicki A. S., 1999, *Geografia biosfery. Biogeografia dynamiczna łądów*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., 1991, *Szata roślinna*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 445–494.
- Mayr E., 1942, *Systematic and the Origin of Species*, Columbia University Press, New York.
- , 2002, *To jest biologia. Nauka o świecie ożywionym*, Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Mirek Z., Piękoś-Mirkowa H., 1992, *Plant cover of the Western Carpathians (S Poland)*, Veroff. Geobot. Inst. ETH Stiftung Rübel, Zürich, 107, s. 116–150.
- Mitchell-Jones A.J. (red.), 1999, *The Atlas of European Mammals*, Academic Press, London.
- Mota J.F., Perez-Garcia F. J., 2002, *Phytogeographical relationships among high mountain areas in the Baetic Ranges (South Spain)*, Global Ecology & Biogeography, 11, s. 497–504.
- Paczoski J., 1933, *Podstawowe zagadnienia geografii roślin*, PTB, Poznań.
- Pawłowski B., 1970, *Remarques sur l'endémisme dans la flore des Alpes et des Carpathes*, Vegetatio, 21, s. 181–243.
- Podbielkowski Z., 1991, *Geografia roślin*, WSiP, Warszawa.
- Reicholf J., 1996, *Ssaki*, GeoCenter International, Warszawa.
- Szafer W., 1964, *Ogólna geografia roślin*, PWN, Warszawa.
- Szafer W., Zarzycki K. (red.), 1972, *Szata roślinna Polski*, PWN, Warszawa.
- Słownik wyrazów obcych* PWN, 1974, PWN, Warszawa.
- Umiński T., 1998, *Wielka Encyklopedia Geografii Świata. Zwierzęta Ziemi*, Wydawnictwo Kurpisz, Poznań.
- White F., 1993, *Refuge theory, ice-age aridity and the history of tropical biotas: an essay in plant geography*, Fragmenta Floristica et Geobotanica. Suppl. 2 (2), Botanostephane Kornasiana, s. 385–409.

[Wpłynęło: maj 2003; poprawiono: sierpień 2003 r.]

## BOŻENNA GRABIŃSKA

### ENDEMICITY OF EUROPEAN TERRESTRIAL VERTEBRATES

The article presents the results of an analysis of endemism and distribution among land vertebrate species endemic to Europe. All endemic taxa were divided into the categories of euendemism and subendemism, according to range sizes. The ranges of euendemism comprise Europe, within the limits of the continent. In the case of the subendemism, ranges extend beyond the limit of the European continent. The main area of occurrence of subendemic localities is Europe (about 75% the range), but 20–25% of ranges extend to adjacent areas. Statistical elaboration referred to the class of mammals. Among 76 endemic species, 51 of the euendemism type and 27 subendemism were selected. The overall similarity of endemic taxa between 227 geographical units (trapezium of a grid



of geographical co-ordinates) were calculated by Jaccard index (1908). Cluster analysis was used to classify faunistic similarities of groups. A value of the similarity index above 50% was used in cartogram construction. Cluster analysis clearly separates some groups of units closely related to each other. The most distinctive groups have remarkable endemic mammal species, influenced by different ecological and environmental conditions and requirements. Data analysis of the mammalian endemic species shows their indicative role in defining biogeographical diversity of our continent. Other tables with gathered data contain the numbers of euendemic and subendemic species in the remaining three classes: amphibians (Amphibia), reptiles (Reptilia) and birds (Aves).





## Wybrane problemy późnoglacialnej i wczesnholocenijskiej ewolucji mis jeziornych na wschodnim Pomorzu

*Selected issues of the Late Glacial and Early Holocene evolution of lake basins in the eastern Pomerania (Poland)*

**MIROSLAW BŁASZKIEWICZ**

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87-100 Toruń, ul. M. Kopernika 19;  
mirek@geopan.torun.pl

**Zarys treści.** Na przykładach obniżen z Pomorza Wschodniego w Polsce zaprezentowano różne typy ewolucji mis jeziornych w powiązaniu z wytapianiem się brył martwego lodu. Wykazano, iż obok jezior, w których początek sedymentacji jeziornej jest związany z okresem przedalleródzkim i kompleksem bölling-alleröd występują obniżenia, w których sedymentacja jeziorna rozpoczęła się dopiero w preboreale. Postawiono tezę, iż wówczas właśnie nastąpiło ostateczne wytopienie się brył martwego lodu. Główną przyczyną czasowego zróżnicowania wytapiania się martwego lodu w obniżeniach był ich stosunek do tworzącej się sieci lokalnego drenażu.

**Słowa kluczowe:** misy jeziorne, sedymentacja glacialolimniczna i limniczna, martwy lód, Pomorze, późny glacial.

### Wprowadzenie

Osady i powiązane z nimi formy akumulacji jeziornej są jednymi z powszechniejszych elementów rzeźby na młodoglacialnym obszarze Polski. Stanowią one jednocześnie bardzo czuły indyktor zmian środowiskowych, dlatego ich kompleksowa analiza ma coraz większy udział w badaniach paleogeograficznych. Początkowo badania osadów i form jeziornych ograniczały się z reguły do stref litoralnych mis jeziornych (Galon, 1936; Słowański, 1961), natomiast w przypadku profundalu – do analiz osadów powierzchniowych (Stangenberg, 1938). Niewątpliwie bardzo ważnym momentem w tych badaniach było skonstruowanie przez Kazimierza Więckowskiego sondy rdzeniowej do pobierania osadów jeziornych o nienaruszonej strukturze (Więckowski, 1959, 1966). Możliwość pobierania długich, ciągłych rdzeni osadów jeziornych z dużych głębokości stała się impulsem do coraz szerszych interdyscyplinarnych badań, których aktualnym ukoronowaniem jest analiza osadów dennych jeziora Gościąg (Ralska-Jasiewiczowa i inni, 1998).

O ile holocenińska historia jezior, szczególnie w kontekście zmian hydrologicznych, została stosunkowo szczegółowo rozpoznana, o tyle wiele zagadnień związanych z późnoglacialną ewolucją mis jeziornych nadal przysparza problemów. Wyjaśnienie procesów, które zachodziły w obrębie mis jeziornych w trakcie ich kształtowania się, stało się głównym celem prac badawczych prowadzonych przez autora na wschodnim Pomorzu. W niniejszym artykule autor odnosi się do następujących zagadnień rozwoju mis jeziornych:

- relacja sedymentacji glacialimnicznej do limnicznej,
- czasowe zróżnicowanie początku sedymentacji jeziornej (wiek jezior),
- rola brył martwego lodu i czas ich zaniku.

Rozpatrywano te procesy, które miały miejsce pomiędzy momentem recesji ostatniego lądolodu a ostatecznym wytopieniem się martwego lodu pogrzebanego w obniżeniach. Z punktu widzenia natężenia procesów geomorfologicznych jest to, poza fazą założenia obniżeń, najbardziej dynamiczny i jednocześnie najmniej rozpoznany okres ewolucji mis jeziornych.

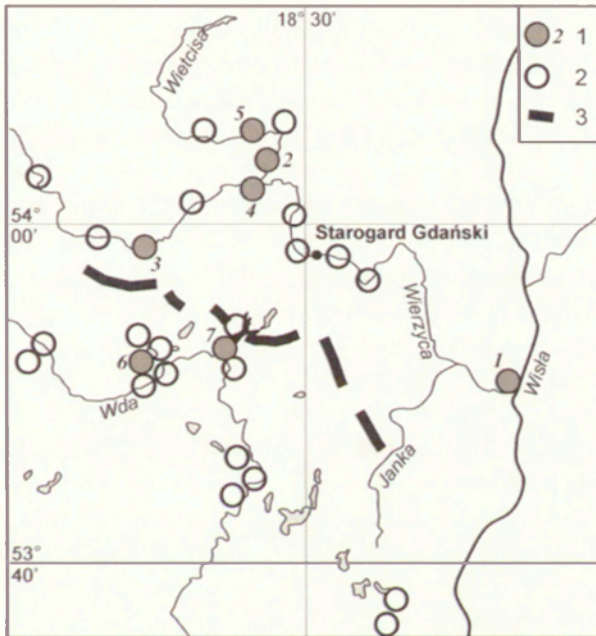
### Procedury badawcze

Główną czynnością wykonywaną w terenie było kartowanie geomorfologiczno-geologiczne na podkładach w skali 1:25 000 i 1:10 000. Na wybranych obszarach testowych za pomocą sondy konstrukcji K. Więckowskiego pobierano rdzenie osadów jeziornych o nienaruszonej strukturze, z których interesujące fragmenty datowane były palinologicznie i radiowęglowo. Analizy palinologiczne i analizy makroszczątków roślinnych cytowane w niniejszym artykule wykonała dr B. Noryśkiewicz, natomiast datowania radiowęglowe są dziełem Laboratorium  $^{14}\text{C}$  w Gliwicach. Radiowęglowo datowano wyłącznie osady torfowe i wykonywano jednocześnie ich analizy palinologiczne. Z dwudziestu uzyskanych dat radiowęglowych tylko jedna okazała się rozbieżna z analizą palinologiczną. W tym przypadku za obowiązujący do rozważań chronostratygraficznych przyjęto wynik analizy palinologicznej. Słuszność takiego postępowania została potwierdzona kolejnym datowaniem palinologicznym i radiowęglowym osadów pochodzących z najbliższego sąsiedztwa wcześniej datowanego fragmentu rdzenia. Wszystkie stanowiska z późnoglacialnymi osadami węglanowymi poddane zostały analizom malakologicznym, które wykonała dr J. Krzywińska. Dla spągowych partii osadów jeziornych przeprowadzono również standardowe analizy zawartości materii organicznej, węglanów i części mineralnych. Artykuł zawiera wyniki prac finansowanych w ramach projektu KBN 6 PO4E 040 15 „Geneza i ewolucja jeziornych basenów sedymentacyjnych w późnym wistulianie i wczesnym holocenie na obszarze wschodniej części Pomorza” oraz zebrane przez autora przy opracowywaniu arkuszy Stara Kiszewa, Zblewo i Osiek Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000 na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego.



## Obszar i przedmiot badań

W trakcie dotychczasowych prac badawczych autor przeanalizował 30 obniżzeń na obszarze Pojezierza Starogardzkiego i północnej części Borów Tucholskich (ryc. 1). Występują one zarówno na bezpośrednim zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (zlewnia Wierzycy), jak i na jej przedpolu (zlewnia Wdy). Jednakże trzeba zaznaczyć, iż przebieg maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej na analizowanym obszarze jest bardzo problematyczny. Dotychczas tylko na niewielkim odcinku w rejonie Starej Kiszewy (sedymenacyjna krawędź kontaktu lodowego wysokiego poziomu sandrowego) i na wschód od Jezior Borzechowskich (stożki glacijomarginalne) udało się stwierdzić występowanie form marginalnych, które można połączyć z maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej (Błaszkiwicz, 1998, 2003). Na obecnym etapie badań nie można się też jednoznacznie wypowiedzieć na temat charakteru fazy pomorskiej na bada-



Ryc. 1. Położenie stanowisk badawczych. 1 – stanowiska omawiane w artykule (1 – zastoisko gniewskie, 2 – obniżenie glacialne koło Skarszew, 3 – depresja końcowa w okolicy Starej Kiszewy, 4 – rynna subglacialna koło Więckowych, 5 – rynna na N od Skarszew, 6 – torfowisko Czechowo, 7 – rynna Jezior Borzechowskich); 2 – pozostałe stanowiska badawcze, 3 – przypuszczalny przebieg fazy pomorskiej według badań autora

Location of investigated sites. 1 – sites discussed in the article (1 – Gniew ice-dammed lake, 2 – glacial depression near Skarszewy, 3 – terminal depression near Stara Kiszewa, 4 – subglacial channel near Więckowy, 5 – subglacial channel north of Skarszewy, 6 – Czechowo peatland, 7 – subglacial channel of Lake Borzechowskie); 2 – other researched sites, 3 – presumed course of the Pomeranian phase in the view of the author

nym terenie. Jednakże brak zarówno form marginalnych ze strukturami glacyjno-tektonicznymi jak i odrębnego poziomu litostratygraficznego sugerują, iż mamy tutaj do czynienia tylko z postojem łądolodu na tle jego ogólnej recesji (Błaszkiwicz, 1998). Jednocześnie wszechobecność form kemowo-wytopiskowych wskazuje na arealno-strefowy charakter zaniku łądolodu fazy pomorskiej.

Zdecydowana większość badanych obniżen to – z punktu widzenia genezy – rynny subglacjalne powstałe w wyniku erozyjnej działalności wód lodowcowych. W przypadku niektórych rynien subglacjalnych, biorąc pod uwagę występowanie w ich obrębie nisko położonych poziomów morenowych, lokalnie z mniej lub bardziej wykształconą rzeźbą subglacjalną (formy drumlinopodobne), genetycznym czynnikiem sprawczym, obok erozji wodnej, była także egzaracja lodowcowa. Ponadto dwa spośród badanych obniżen reprezentują typ niecek egzaracyjnych, jedno jest kotłem eworsyjnym, zaś pozostałe są nieregularnymi obniżeniami wytopiskowymi. W trakcie badań terenowych zebrano również dowody wskazujące na istnienie starszych przedwistuliańskich założeń w przypadku niektórych większych obniżen (Błaszkiwicz 1998, 1999, 2003).

Badane obniżenia różnią się też stosunkiem do sieci hydrograficznej. Obok obniżen, które zostały wciągnięte przez rzeki (Wierzycza, Wda, Wietcisa) w systemy dolinne, występują także obniżenia bezodpływowe. W dnach czterech z badanych obniżen nadal funkcjonują jeziora (Skrzynka, Borzechowskie Małe, Czechowskie, Zawada), pozostałe natomiast są misami jezior już zanikłych.

Przeprowadzone badania pozwoliły na wyróżnienie, z punktu widzenia czasu sedymentacji jeziornej oraz jej późnoglacjalnego przebiegu, trzech głównych grup morfogenetycznych mis jeziornych:

- 1) niecki jeziorne, w których początek sedymentacji jeziornej związany jest z okresem przedallerödskim,
- 2) misy, gdzie jeziora zaczęły tworzyć się w kompleksie bölling–alleröd,
- 3) misy jeziorne, w których absolutny początek sedymentacji nastąpił dopiero w okresie preborealnym.

Jednocześnie szczegółowe badania całych jeziornych basenów sedymentacyjnych ujawniły występowanie licznych luk w sedymentacji jeziornej. Najdłuższa udokumentowana przerwa wynosi około trzech tysięcy lat (od najstarszego dryasu do okresu preborealnego).

W artykule przedstawiono tylko ciekawsze przykłady wyróżnionych grup morfogenetycznych mis jeziornych. Jednakże należy podkreślić, iż prezentowane wyniki są oparte na szerokim materiale badawczym. Dopiero analiza dużej liczby obiektów badawczych, ich pozycji geomorfologicznej, a szczególnie relacji wobec sąsiadujących z nimi form fluwialnych pozwoliła autorowi na określenie przyczyn czasowego zróżnicowania procesu tworzenia się jezior na badanym obszarze oraz występowania przerw w sedymentacji jeziornej.



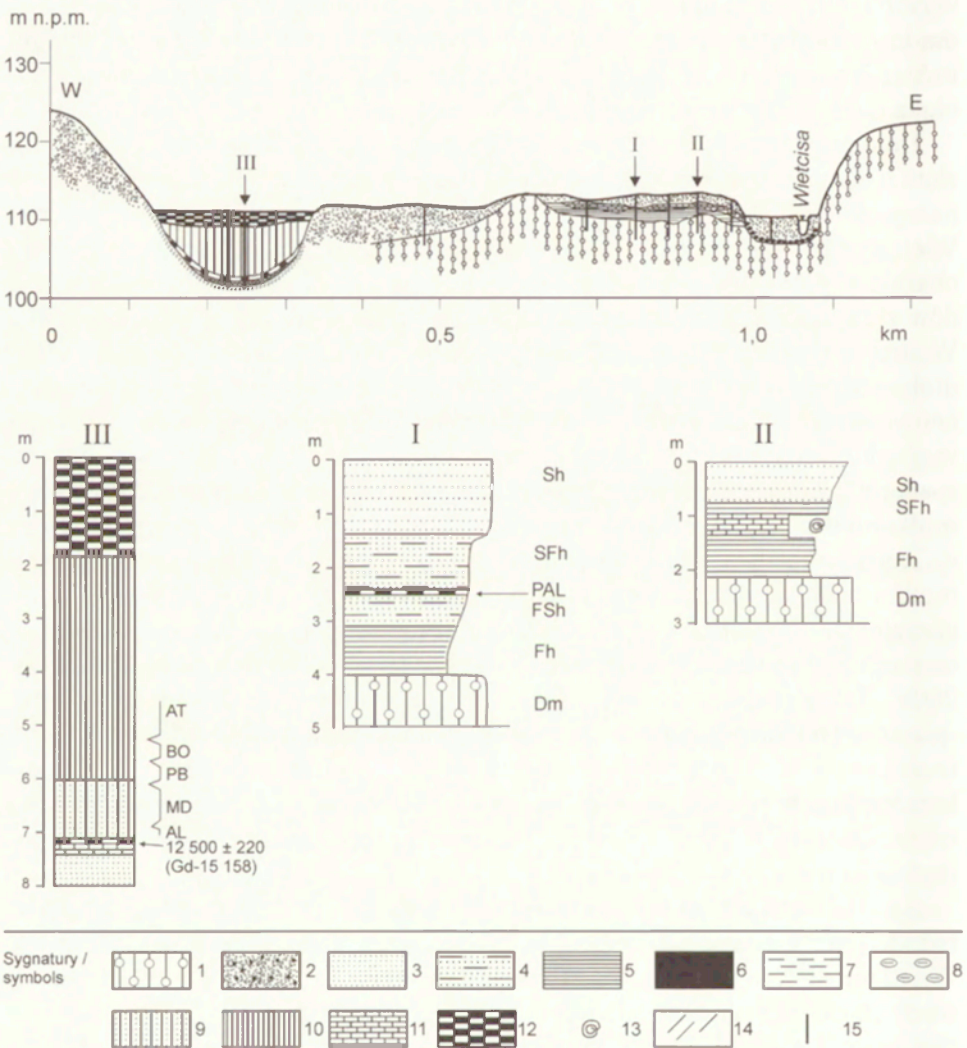
## Morfogeneza mis jeziornych w czasie recesji ostatniego lądolodu

Z punktu widzenia ewolucji mis jeziornych istotnym zagadnieniem jest wzajemna relacja sedymentacji glacialimnicznej do limnicznej w poszczególnych mi-sach. Z reguły osady glacialimniczne, oczywiście jeżeli w danym obniżeniu były warunki do ich akumulacji, występują w postaci wysoko położonych form kemo-wych, bądź znajdują się w dnach obniżeń pod osadami jeziornymi. Przeprowa-dzone badania ujawniły, iż obok sytuacji gdzie pomiędzy akumulacją glacialim-niczną a limniczną występuje wyraźna luka w sedymentacji zbiornikowej, są również przypadki, w których akumulacja glacialimniczna stopniowo przecho-dziła w akumulację limniczną. Druga z wymienionych możliwości ma miejsce w tych obniżeniach, gdzie w spągu mineralno-biogenicznych przedallerödzkich osadów jeziornych występują mineralne rytmy limnoglacialne. Została ona m. in. zarejestrowana w obniżeniu glacialnym wchodzącym w skład ujściowego od-cinka doliny Wietcisy, na południe od Skarszew.

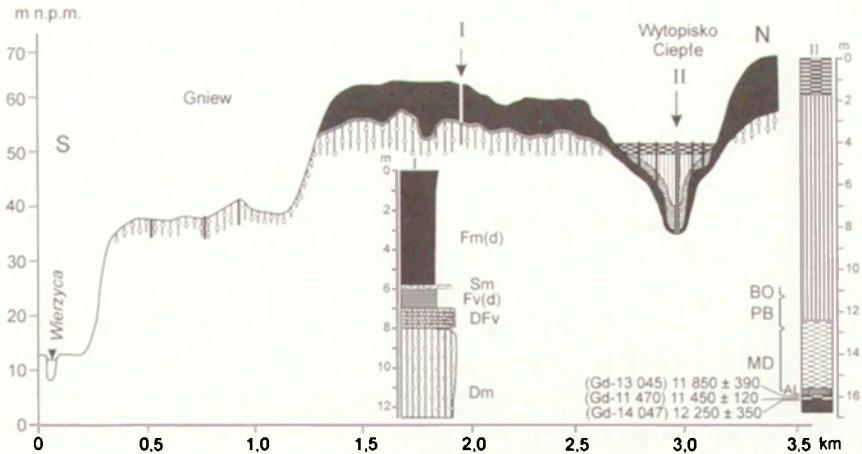
Dominującym elementem w morfologii obniżenia glacialnego jest rozległy po-ziom o długości ponad 1 km i szerokości dochodzącej do 0,5 km. Znajduje się on na wysokości 112–114 m n.p.m., około 3–5 m ponad poziom równiny zalewowej Wietcisy i jest od niej oddzielony stosunkowo wyraźnym załomem o erozyjnym charakterze. W jego budowie geologicznej występuje około 4-metrowa seria osa-dów zbiornikowych leżących na masywnej glinie morenowej (ryc. 2 – I; II). W stropie tej serii znajdują się osady jeziorne wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych i mulkowatych z przewarstwieniami kredy jeziornej i kilku-centymetrowymi przemazami organicznymi. Analiza palinologiczna wykonana w obrębie warstewek organicznych wykazała ich przedallerödski wiek. Z kolei spągowe 2 m tworzą rytmy limnoglacialne złożone z naprzemianległych lamin mulkowo-drobnopiaszczystych i mulkowo-ilastych. Pojedyncze okazy późnoglacialnej malakofauny, która występuje przede wszystkim w obrębie wyżej leżących osadów przedallerödzkich, znajdują się także w stropowej partii rytmitów limno-glacialnych. W składzie gatunkowym mięczaków występują gatunki zimnosteno-termiczne, typowe dla jezior w strefie subarktycznej (Błaszkiwicz i Krzymińska, 2000). Także przejście litologiczne od rytmicznie laminowanych mulków ilasto-piaszczystych do piaszczysto-kredowych utworów jeziornych jest nieostre. Fakty te wskazują na stopniowe przechodzenie od warunków glacialimnicznych do limnicznych w prezentowanym obniżeniu glacialnym. Zmiana ta zapisała się coraz mniejszą dostawą materiału mulkowo-ilastego do zbiornika i stopniowym rozwojem w nim życia biologicznego.

Szczególnym przypadkiem występowania osadów glacialimnicznych na bada-nym terenie jest zastoisko gniewskie, położone w widłach dolin Wisły i Wierzycy. Wyjątkowość tego obszaru, o powierzchni około 36 km<sup>2</sup>, jest związana z tym, iż osady glacialimniczne nie występują tutaj w obniżeniu terenowym, lecz w wyso-kiej pozycji w stosunku do otaczających go wysoczyzn morenowych. Jest to

widoczne zwłaszcza w południowej części obszaru zastoiskowego wzdłuż ujściowego odcinka doliny Wierzycy, gdzie zastoisko jest oddzielone od niżej leżących płatów wysoczyzny morenowej krawędzią terenową o wysokości do 20 m (ryc. 3). Brak śladów erozji wodnej na powierzchniach morenowych sugeruje, iż krawędź ta ma sedymentacyjny charakter i powstała w wyniku akumulacji osadów zastoiskowych na kontakcie lodowym stworzonym tutaj przez duży płat martwego lodu konserwujący ujściowy odcinek doliny Wierzycy. W spągowej części osadów zastoiskowych występują typowe utwory warwowe, które kończą się warstwą piasku masywnego (ryc. 3 – I). Całość jest pokryta grubą warstwą (od kilku do 15 m miąższości) łu masywnego. W całym profilu osadów zastoiskowych występują







Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez południową część zastoiska gniewskiego z wytopiskiem koło Ciepłego. Objasnienia jak na ryc. 2

Geological section through the southern part of the Gniew ice-dammed lake site with the kettle hole near Ciepłe. Explanations as in Fig. 2.

osady z napławiania (ang. *dropstons*), niektóre w formie dużych brył gliny morenowej. Środowiskiem sedimentacji osadów zastoiska gniewskiego było jezioro marginalne, bezpośrednio kontaktujące się z czołem aktywnego lądolodu. Po początkowym okresie spokoju sedimentacyjnego (akumulacja warwowa) następuje gwałtowne zdarzenie w historii rozwoju zbiornika związane prawdopodobnie z przelaniem się do jeziora marginalnego wyżej położonego zbiornika subglacialnego, bądź supraglacialnego. Efektem tego zdarzenia była akumulacja war-

Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez obniżenie glacialne koło Skarszew.

1 – glina morenowa, 2 – żwiry i kamienie, 3 – piaski, 4 – piaski i mulki, 5 – ily i mulki (rytmity glaciolimniczne), 6 – ily masywne (gniewskie), 7 – ily i mulki jeziorne, 8 – intraklasty mulkowo-ilaste, 9 – gytia mineralna, 10 – gytia węglanowa i węglanowo-detrytusowa, 11 – kreda jeziorna, 12 – torf, 13 – malakofauna, 14 – uskoki normalne, 15 – miejsca wierceń, PAL – torf przedallerödski, AL – alleröd, MD – młodszy dryas, PB – okres preborealny, BO – okres borealny, AT – okres atlantycki, Dm – diamikton (masywna glina morenowa), DFv – glina warstwowana z laminami ilastymi, Fv – warwy mulkowo-ilaste, Fm – il masywny, S – piaski, F – ily i mulki, h – warstwowanie horizontalne, d – *dropstons*

Geological section through the glacial depression near Skarszew.

1 – morainic till, 2 – gravels and boulders, 3 – sands, 4 – sands and silts, 5 – clays and silts (glaciolimnic rhythmites), 6 – Gniew massive clay, 7 – lacustrine clays and silts, 8 – silty and clayey intraclasts, 9 – mineral gyttja, 10 – carbonate-detritus gyttja, 11 – lacustrine chalk, 12 – peat, 13 – malacofauna, 14 – normal faults, 15 – drilling sites, PAL – Pre-Allerød peat, AL – Allerød, MD – Younger Dryas, PB – Pre-Boreal period, BO – Boreal period, AT – Atlantic period, Dm – diamicton (massive morainic till), DFv – layered till with clay lamina, Fv – loamy-clay varves, Fm – massive clays, S – sands, F – clays and loams, h – horizontal layering, d – *dropstons*

stwy piasku masywnego w stropie ze słabo zaznaczającą się laminacją riplemarkową (duży i gęsty spływ turbiditytowy) oraz następująca po tym gwałtowna akumulacja zawieszinowa, która doprowadziła do utworzenia się grubej warstwy łu masywnego.

Pomimo bardzo dużych miąższości osadów zastoiskowych funkcjonowanie jeziora marginalnego miało krótkotrwały charakter i skończyło się w sposób gwałtowny wraz ze spływem wód zastoiskowych w kierunku doliny dolnej Wisły. Jak wskazuje liczba warw w dolnym segmencie osadów zastoiskowych, okres ich akumulacji wynosił około 32 lata. Można sądzić, że również akumulacja powyżej leżących łu masywnych przebiegała bardzo szybko, a ich pokaźne miąższości związane były z dużą ilością zawiesziny wniesionej do zbiornika przez wcześniej wspomniany spływ. Obok przesłanek sedymentologicznych za krótkim okresem funkcjonowania zastoiska przemawia także wyrazistość morfologiczna sedymentacyjnej krawędzi kontaktu lodowego i jej liniowy przebieg.

Po spływie wód zastoiskowych w kierunku doliny Wisły następuje luka w sedymentacji zbiornikowej trwająca do początku allerödu, kiedy to rozpoczyna się główna faza wytapiania się martwego lodu pogrzebanego w osadach zastoiskowych. Z tą fazą wiąże się rozwój jezior i bagien, jednakże ograniczonych tylko do miejsc występowania większych brył martwego lodu. Etap ten został najpełniej udokumentowany w wytopisku koło Ciepłego (ryc. 3 – II). Bezpośrednio na utworach zastoiskowych, w spągu osadów jeziornych wypełniających wytopisko, na głębokości 15,9–16,1 m znajduje się warstewka torfu allerödskiego. Ponad torfem występuje warstwa laminowanej gytii mulkowej, wiekowo również powiązanej z allerödem. Kolejnym osadem wypełniającym wytopisko jest około 3-metrowa warstwa łu jeziornego z młodszego dryasu. Ta rzadko spotykana miąższość osadów młodszego dryasu wskazuje na dużą rangę procesów denudacyjnych w owym czasie na obszarze zastoiskowym. Powyższe późnoglacialne osady jeziorne zostały pokryte grubą warstwą holocenijskiej gytii mulkowo-ilastej, której akumulacja doprowadziła do całkowitego zaniku jeziora i przekształcenia go w torfowisko niskie.

### **Jeziora przedallerödskiej generacji**

W czterech obniżeniach, które są obecnie elementami doliny Wierzycy (depresja końcowa koło Starej Kiszewy, rynna subglacialna w pobliżu Więckowych) i doliny Więcisy (obniżenie glacialne w okolicy Skarszew i rynna glacialna koło Wilczych Gór) udokumentowano poziomy morfologiczne, w których występują osady przedallerödskiej generacji jezior. Poziomy te występują z reguły od kilku do 8 m powyżej współczesnych równin zalewowych zbudowanych głównie z osadów jeziornych i włożonych w nie aluwii rzecznych. Powierzchnia poziomów jest z reguły urozmaicona zagłębieniami wytopiskowymi, wypełnionymi już młodszymi osadami jeziornymi, jak ma to m.in. miejsce w obniżeniu glacialnym



kolo Skarszew (ryc. 2 – III). Budowę geologiczną występującego tam poziomu już wcześniej zaprezentowano. Najbardziej interesująco z punktu widzenia rozwoju geomorfologicznego prezentuje się przedallerödski poziom jeziorny w depresji końcowej k. Starej Kiszewy (Błaszkiwicz i Krzymińska, 1992; Błaszkiwicz 1998). W budowie tego poziomu występuje siedmiometrowa seria osadów drobnopiaszczysto-mułkowo-węglanowych (ryc. 4 – A). Jej część spągowa złożona jest z naprzemianlegle ułożonych litofacji masywnych mułków oraz litofacji piasków masywnych zawierających dużą ilość intraklastów mułkowo-ilastych. Na głębokości 6,6 m, w obrębie warstwy mułku ilastego, znajduje się nieciągła warstewka torfu datowana radiowęglowo na  $13\ 010 \pm 220$  lat BP (Gd-6311), zawierająca florę dryasową (m.in. *Salix*, *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*). Bezpośrednio ponad wskazanymi utworami występuje 0,5-metrowa warstwa węglanowa zawierająca malakofaunę z gatunkami zimnolubnymi o zasięgu holarktycznym (Błaszkiwicz i Krzymińska, 1992), pokryta następnie utworami ilasto-mułkowo-piaszczystymi, tworzącymi cykl frakcjonowany prosty o miąższości 5 m. Wszystkie utwory występujące w spągowej części odsłonięcia, aż po warstwę węglanową, są porozcinane siecią uskoków normalnych o wielkościach rzutu do 20 cm. W dolnej części warstwy węglanowej na linii uskoków pojawiają się deformacje ciągłe w postaci niewielkich wygięć, natomiast część stropowa ma już niezaburzony przebieg. W budowie geologicznej poziomu został zapisany pełny cykl rozwojowy jeziora przedallerödskiej generacji – od płytkiego rozlewiska o charakterze bagiennym, w którym dominowały laminarne spływy kohezyjne, poprzez stopniowe pogłębianie się misy jeziornej w wyniku wytapienia się podłoża lodowego, a następnie wypływanie się jeziora na skutek intensywnej dostawy materiału klastycznego.

Zaprezentowane jezioro przedallerödskiej generacji spłynęło w kierunku kolejnej rynny w środkowym böllingu. Wskazuje na to datowanie radiowęglowe ( $12\ 600 \pm 240$  lat BP) i palinologiczne mułku torfiastego znajdującego się w spągu osadów jeziornych wypełniających centralne partie dna depresji końcowej (zalewowa równina biogeniczno-aluwiialna), będących już sedymentacyjnym efektem młodszej generacji jezior. Brak tam osadów przedallerödskich sugeruje, iż funkcjonowanie tych najstarszych jezior ograniczało się do niewielkich przestrzeni pomiędzy zboczami obniżeń a wypełniającymi te obniżenia bryłami martwego lodu. Występuje więc tutaj duża analogia do jezior najstarszej generacji w Kotlinie Biesenthal (Chrobok i inni, 1986; Nitz i inni, 1995). Jednocześnie tego typu sytuacja wskazuje na lukę czasową w sedymentacji jeziornej pomiędzy funkcjonowaniem jezior przedallerödskiej generacji a kolejnymi młodszymi fazami jeziornymi, które miały miejsce już na niższych poziomach morfologicznych w dnach obniżeń. W przypadku depresji końcowej kolo Starej Kiszewy trwała ona tylko do środkowego böllingu. W obniżeniu glacialnym w okolicy Skarszew po spływie jeziora przedallerödskiego kolejna faza jeziorna rozpoczęła się również w kompleksie bölling–alleröd. Informuje o tym spągowa warstewka torfu

allerödskiego, pokryta późnoglacialnymi gytiami, w zagłębieniu wytopiskowym znajdującym się w obrębie poziomu przedallerödskiego (ryc. 2 – III). Najdłuższą przerwę w akumulacji jeziornej zanotowano w rynn timer subglacialnej kolo Więckowych, gdzie po spływie jeziora przedallerödskiej generacji ponowna akumulacja jeziorna, już w centralnej części dna rynn timer, datowana jest dopiero na okres preborealny (ryc. 4 – B).

### **Rozwój jezior w kompleksie bölling–alleröd**

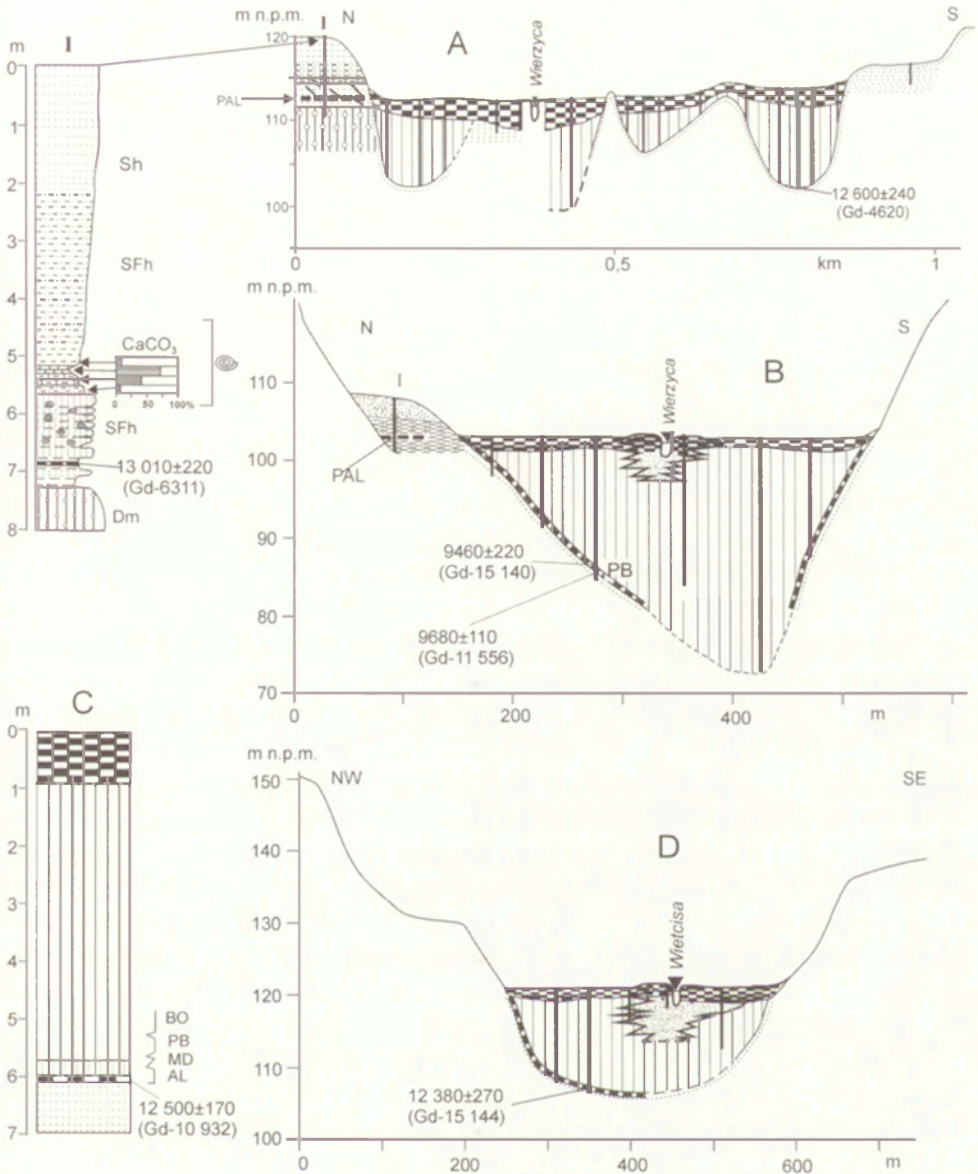
Pomimo udokumentowanych powyżej przypadków występowania przed-allerödskiej generacji jezior w większości pozostałych obniżeń absolutny początek sedymentacji jeziornej należy odnieść do kompleksu bölling–alleröd, kiedy to nastąpiła główna faza wytapiania się brył martwego lodu. Przekonuje o tym warstwa torfu z kompleksu bölling–alleröd w spągu osadów jeziornych, która jest zjawiskiem stosunkowo powszechnym w większości badanych mis jeziornych (ryc. 4 – C, D). Bezpośrednio ponad allerödskim torfem występują już późnoglacialne osady głębokowodnej sedymentacji jeziornej (allerödзка gytia węglanowa i mineralna gytia z młodszego dryasu, które z reguły wykazują laminację) oraz holocenne gytie węglanowe, przy czym gytia z okresu preborealnego ma najczęściej bardziej organiczny charakter (gytie detrytusowe). Zarejestrowana ciągłość sedymentacji jeziornej wskazuje na szybkie wytopienie się martwego lodu i powstanie w pełni wykształconych mis jeziornych już w allerödzie.

W części obniżeń rozwój jezior nie był poprzedzony fazą torfowiskową i w spągu osadów jeziornych, bezpośrednio na podłożu mineralnym, od razu występują allerödskie gytie węglanowe i detrytusowe. Taką sytuację zarejestrowano m.in. w Jeziorze Czechowskim. Zbiornik ten zasługuje na szczególną uwagę ze względu na występujące tam osady laminowane, które były akumulowane praktycznie przez cały okres jego funkcjonowania. Jezioro to oraz jezioro Jelonek w Borach Tucholskich, gdzie autor również nawiercił kilkanaście metrów osadów laminowanych będą jeszcze przedmiotem kolejnych badań, już bardziej interdyscyplinarnych.

### **Rozwój jezior na przełomie późnego glacjału i holocenu**

Wskazane wcześniej luki w sedymentacji jeziornej uwarunkowane były niewątpliwie procesem wytapiania się brył martwego lodu konserwującego obniżenia. Jak już wspomniano, w dn timer rynn timer subglacialnej kolo Więckowych, bezpośrednio na piaszczysto-żwirowym podłożu mineralnym występuje ciągła warstwa torfu preborealnego przykryta grubą warstwą gytii i górn timer torfu o łącznej maksymalnej miąższości ponad 20 m (ryc. 4 – B). W sondzie wykonanej w centralnej części rynn timer nawiercono 30 m (!) osadów jeziornych (2 m górn timer torfu i 28 m gytii węglanowej, w spągu laminowanej) bez osiągnięcia ich spągu. Jest to jedna





Ryc. 4. A – przekrój geologiczny przez dno depresji końcowej koło Starej Kiszewy; B – przekrój geologiczny przez rynnę subglacialną koło Więckowych; C – profil wypełnienia biogenicznego w torfowisku Czechowo; D – przekrój przez dno rynny subglacialnej na N od Skarszew.

Objaśnienia jak na ryc. 2

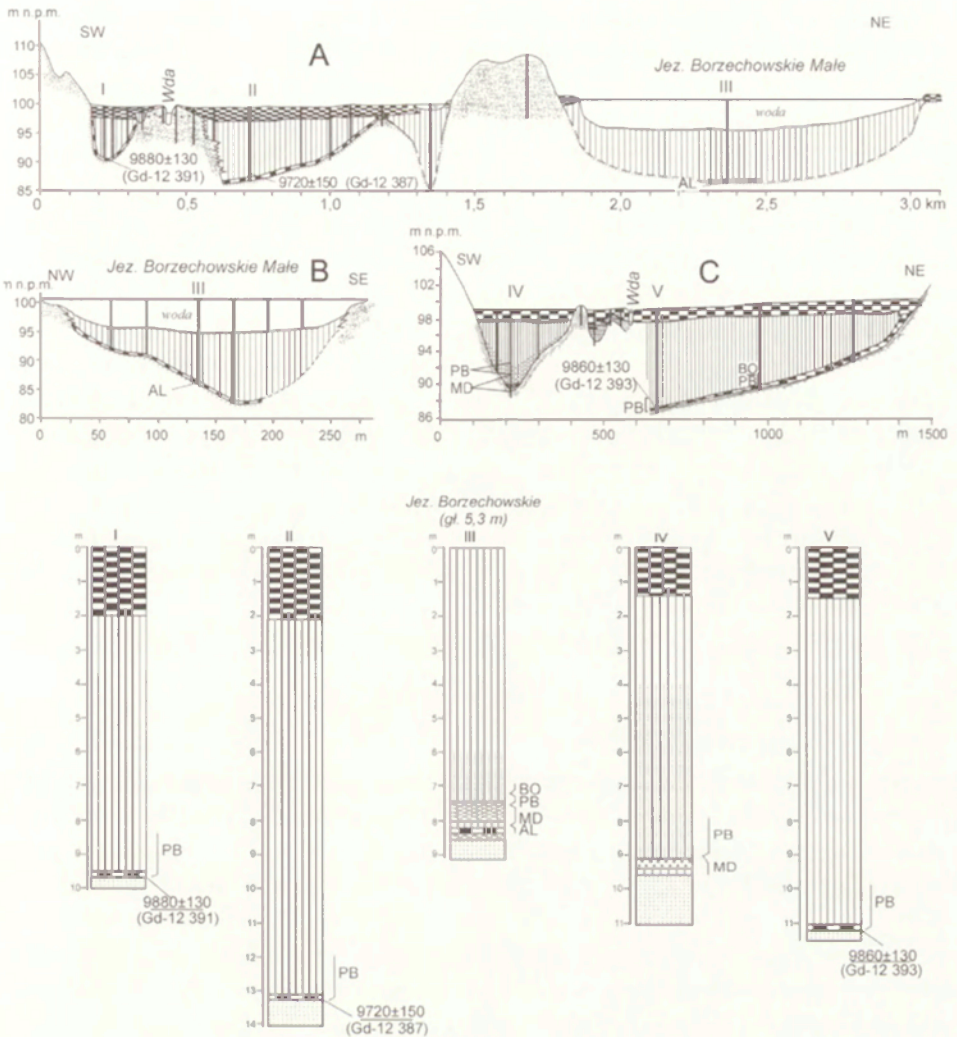
A – geological section through the floor of the terminal depression near Stara Kiszewa; B – geological section through the subglacial channel near Więckowy; C – profile of the biogenic infill in the Czechowo peatland; D – section through the floor of the subglacial channel north of Skarszewy. Explanation as in Fig. 2

z największych udokumentowanych miąższości osadów jeziornych na Niziu Polskim. O osadach jeziornych sięgających 30 m miąższości w Jeziorze Świętokrzyskim koło Gniezna wspomina K. Tobolski (2000). Największa zaś znana autorowi miąższość osadów jeziornych w jeziorach polodowcowych na młodoglacjalnym obszarze Niziu Środkowoeuropejskiego, przekraczająca 40 m, została stwierdzona w jeziorze Templiner w pobliżu Poczdamu (Lippstreu i inni, 1997).

Analizowana rynna koło Więckowych jest drenowana przez rzekę Wierzycę. Około 100 m dalej na wschód od wykonanego przekroju Wierzycy opuszcza rynnę i tworzy własną, erozyjną dolinę rzeczną z erozyjnymi meandrami ześlizgowymi i stosunkowo wąskim erozyjnym dnem (Błaszkiwicz, 1998). Pozycja preborealnego torfu – co najmniej 20 m poniżej aktualnego erozyjnego dna doliny Wierzycy – jest bezpośrednim argumentem na akumulację preborealnego torfu na martwym lodzie wypełniającym rynnę. Dopiero jego ostateczne wytopienie się w preboreale spowodowało rozwój jeziora najmłodszej generacji w rynnie, zatopienie preborealnego torfu i przykrycie go przez młodsze osady jeziorne. Przy założeniu, że pozycja hipsometryczna analizowanej warstwy torfowej uwarunkowana była obniżeniem zwierciadła wody na skutek przyczyn klimatycznych, należałoby automatycznie przyjąć całkowity brak przepływu w owym czasie w dolnym odcinku doliny Wierzycy, co jest w świetle występujących w nim zdarzeń całkowicie nieprawdopodobne (Błaszkiwicz, 1998). Dodatkowym argumentem wspierającym ten wniosek jest synchroniczność akumulacji dolnego torfu niezależnie od jego aktualnej pozycji hipsometrycznej. Oprócz tego stanowiska, w dolinie Wierzycy udokumentowano jeszcze dwa dalsze miejsca i trzy kolejne w dolinie Wdy mające podobną wymowę paleogeograficzną. Jednakże w formach tych nie występowały starsze generacje jezior – okres preborealny był tam absolutnym początkiem sedymentacji jeziornej.

Bardzo interesująca sytuacja różnowiekowości jezior w jednym obniżeniu została udokumentowana w rynnie Jezior Borzechowskich. Forma ta tworzy skomplikowany układ hydrograficzny składający się z rynny głównej i kilku odgałęzień. W części południowej łączy się ona z doliną Wdy. W dnie rynny, pomiędzy Jeziorzem Borzechowskim Małym a doliną Wdy występuje piaszczysty rygiel. Stanowi on dział wodny pomiędzy zlewnią Wierzycy a Wdy. Część południowa rynny jest praktycznie drenowana bezpośrednio przez Wdę, natomiast w części północnej, już w obrębie zlewni Wierzycy, występują Jeziora Borzechowskie. Wiercenia wykonane w części rynny bezpośrednio kontaktującej się z doliną Wdy ujawniły występowanie w spągu osadów jeziornych, na podłożu piaszczysto-żwirowym, prawie ciąglej warstwy torfu preborealnego (ryc. 5 – A – I, II). Jest ona następnie pokryta gytią węglanową i górnym torfem o łącznych miąższościach dochodzących do 15 m. Wykonano także wiercenia w obrębie osadów dennych Jeziora Borzechowskiego Małego (ryc. 5 – A, B – III). W ich spągu występuje również ciągła, około 10-centymetrowa warstewka torfu, lecz jak wykazały analizy palinologiczne, jest ona wieku allerödskiego. Bezpośrednio ponad nią w profilu





Ryc. 5. A – przekrój podłużny w osi rynny Jezior Borzechowskich na kontakcie z doliną Wdy; B – przekrój poprzeczny przez Jezioro Borzechowskie Male; C – przekrój podłużny przez odnogę rynnową kontaktującą się z doliną Wdy. Objasnienia jak na ryc. 2

A – long profile along the axis of the Lake Borzechowskie subglacial channel in contact with the Wda Valley; B – transverse profile through Lake Borzechowskie Male; C – long profile of the subglacial channel branch making contact with the Wda valley. Explanation as in Fig. 2

znajduje się niewielkiej miąższości, również allerödзка, gytia mulkowa i około półmetrowa seria mulków jeziornych z młodszego dryasu. Całość późnoglacialnych utworów pokryta jest grubą, maksymalnie ponad 10-metrową, warstwą holocenijskiej gytii węglanowej.

Analiza sytuacji geomorfologicznej analizowanych mis jeziornych wskazuje, że głównym czynnikiem różnicującym początek sedimentacji był stosunek do kształtującego się w późnym glacie drenażu powierzchniowego. Fragment rynny subglacjalnej, w której sedimentacja jeziorna nastąpiła dopiero w preboreale, był w późnym glacie odwadniany przez szybko wcinającą się Wdę, dlatego tkwiący w dnie tej rynny martwy lód mógł się zachować dłużej. Dopiero wraz z gwałtownym ociepleniem, w drugiej części okresu preborealnego cały ten fragment rynny stał się jeziorem przepływowym. Oczywiście rozwój paleogeograficzny na samej linii koryta Wdy był bardziej skomplikowany. Jak wskazują wykonane przekroje, późnoglacialne koryto Wdy przebiegało w innym miejscu niż współcześnie (ryc. 5 – C). Tam też tworzenie się jeziora jest datowane nieco wcześniej niż w omawianej rynnie bocznej, a mianowicie na młodszy dryas. Z kolei woda zbierająca się od kompleksu bölling–alleröd w Jeziorze Borzechowskim Małym stagnowała, a jej termiczne oddziaływanie na lód leżący poniżej doprowadziło do bardzo szybkiego odpreparowania masy jeziornej i powstania w tym miejscu głębokiego jeziora. Już w allerödzie, po krótkiej fazie torfowiskowej, w profundalu jeziora zaczynają się odkładać gytie wapienno-mineralne, będące efektem sedimentacji głębokowodnej.

### Dyskusja i wnioski

Przeprowadzone badania ujawniły bardzo duże zróżnicowanie w późnoglacialnym i wczesnoholocenijskim rozwoju geomorfologicznym poszczególnych mis jeziornych. Różnice te są dostrzegalne nie tylko pomiędzy misami jeziornymi znajdującymi się w odrębnych obniżeniach, ale także nawet w tych, które są położone w obrębie tej samej rynny subglacjalnej, np. w rynnie Jezior Borzechowskich, w trzech sąsiadujących ze sobą fragmentach, udokumentowano odmienny w czasie początek rozwoju jezior (alleröd–młodszy dryas–preboreal). W tabeli 1 dokonano syntetycznego zestawienia ważniejszych procesów geomorfologicznych, w układzie chronologicznym, jakie miały miejsce w badanych obniżeniach i odniesiono je do faz rozwojowych wydzielonych przez B. Nitza (1984) na podstawie badań w północnej Brandenburgii.

W niniejszym artykule autor nie zajmował się bliżej pierwszą fazą ewolucji obniżeń – aktem ich założenia. Jak już wspomniano we wstępie większość z badanych obniżeń jest rynnami subglacjalnymi, które powstały w wyniku erozyjnej działalności wód subglacjalnych, a w niektórych przypadkach przy pewnym współdziałaniu egzaracji lodowcowej. Wszystkie badane obniżenia, niezależnie od genezy, przechodziły następnie fazę konserwacji bryłami martwego lodu. W części z nich przed rozpoczęciem akumulacji jeziornej miała miejsce akumulacja glacialimniczna i z tego wynika zasadniczy problem ustalenia relacji pomiędzy nimi.

Akumulacja zarówno osadów kemowych (środowisko glacialimniczne), jak i przedallerödskich osadów jeziornych (środowisko limniczne) odbywała się



w obecności czynnika glacjaogenicznego – brył martwego lodu. Dlatego, w opinii autora, czynnikiem decydującym o typie środowiska sedymentacji powinno być w tym przypadku określenie charakteru zasilania zbiornika. O osadach glacialimnicznych możemy mówić wtedy, gdy zbiorniki, w których zachodziła ich akumulacja, zasilane były w większości bezpośrednio przez wody roztopowe łądłodu.

Formy kemowe oraz przedallerödckie poziomy jeziorne w dnach obniżeń są pod względem litologicznym oraz morfologicznym podobnie wykształcone. Na podstawie dotychczasowych badań autora oraz przedallerödckich generacji jezior udokumentowanych na innych obszarach młodoglacjalnych (m.in. Muchowska i Muchowski, 1989; Niewiarowski, 1989; Nitz i inni, 1995; Tobolski i Litt, 1994; Tobolski, 1998) można wskazać, iż właściwym kryterium przynależności do już limnicznego środowiska sedymentacji jest obecność akumulacji biogenicznej *in situ* w osadach. Oczywiście w takich sytuacjach należy rozpatrywać cały paleobasen sedymentacyjny w kontekście występujących w nim stref sedymentacji. Z punktu widzenia relacji czasowych pomiędzy akumulacją glacialimniczną a limniczną można wyróżnić rzadziej spotykany typ obniżeń, w których powstające przedallerödckie jeziora były pewnym sukcesorem istniejących tu wcześniej zbiorników glacialimnicznych (obniżenie glacialne koło Skarszew) oraz typ obniżeń, gdzie pomiędzy akumulacją glacialimniczną a limniczną był wyraźny hiatus czasowy, trwający do kilku tysięcy lat (Jezioro Czechowskie). Druga z wyróżnionych sytuacji jest powszechnie rejestrowana w większości obniżeń na młodoglacjalnym obszarze Polski, m.in. została udokumentowana w Jeziorze Biskupińskim (Niewiarowski, 1995).

Bardzo interesujący przykład relacji osadów glacialimnicznych do limnicznych został zarejestrowany na obszarze zastoiska gniewskiego. Obniżenia jeziorne zostały tutaj ukształtowane w obrębie powierzchni zastoiskowej, w wyniku wytapiania się zagrzebanych w osadach glacialimnicznych, brył martwego lodu. Różnica czasowa pomiędzy końcem sedymentacji glacialimnicznej, a początkiem sedymentacji limnicznej wynosi tutaj co najmniej cztery tysiące lat. Podobnego typu sytuacje były opisywane z obszaru Meklemburgii i Przedniego Pomorza (Kaiser, 2001; Krienke, 2002).

Niewątpliwie główną przyczyną stwierdzonej różnowiekowości jezior był złożony proces wytapiania się brył martwego lodu. Pomimo iż związki pomiędzy wytapianiem się pogrzebanego lodu a powstawaniem na obszarach młodoglacjalnych jezior są powszechnie przyjmowane, w literaturze istnieją duże rozbieżności w określaniu ram czasowych tego procesu i jego rzeczywistej roli w morfogenezie mis jeziornych (m.in. Kozarski, 1963; Gripp, 1964; Więckowski, 1966; Stasiak, 1971; Gołębiewski, 1976; Lamparski, 1979; Nitz, 1984; Niewiarowski, 1986, 1989, 1995; Pachur i Röper, 1987; Szupryczyński, 1987; Florek, 1991; Błaszkiwicz i Krzywińska, 1992; Wunnemann, 1993; Nowaczyk, 1994; Bose, 1995; Nitz i inni, 1995; Marks, 1996; Wojciechowski, 2000; Kaiser, 2001; Błaszkiwicz, 1998, 2002; Homann i inni, 2002)

Tabela 1. Procesy geomorfologiczne w obniżeniach jeziornych i rzecznych na wschodnim Pomorzu w odniesieniu do faz rozwojowych ewolucji obniżeń na obszarach młodoglacjalnych

Chronologia	Etapy rozwojowe obniżeń (według: Nitz, 1984)	Procesy geomorfologiczne w obniżeniach jeziornych i rzecznych na wschodnim Pomorzu
Preboreał	Faza zanikania jezior, przechodząca w młodszym holocenie w fazę koluwalną. Przetrawność brył martwego lodu do wczesnego preboreału?	Ostateczne wytopienie brył martwego lodu tkwiących w dnach niektórych obniżeń. Tamże po fazie torfowiskowej rozwój jezior najmłodszej generacji. W jeziorach już istniejących niższy poziom wody – akumulacja gytii organiczno-węglanowych.
Młodszy dryas	Faza głębokiego topnienia brył martwego lodu.	Rozwój procesów erozyjno–denudacyjnych w strefach zboczowych obniżeń. Akumulacja gytii mineralnych oraz mułków i ilów jeziornych w dnach jezior. Aktywność fluwalna w dnach dolin rzecznych – zmiana dominującego typu erozji rzecznej z wgłębnej na boczną.
Alleröd (starszy dryas) Bölling	Etapowe wytapianie się brył martwego lodu, szczególnie w allerödzie. Intensywna sedimentacja limniczna.	Intensyfikacja procesów wytapiania się brył martwego lodu. W większości obniżeń, z reguły po krótkiej fazie torfowiskowej, termoabrazja gromadzącej się wody prowadzi do bardzo szybkiego i całkowitego odpreparowania mis jeziornych – głębokowodna akumulacja gytii węglanowo-organiczno-mineralnych. W erozyjnych fragmentach dolin rzecznych występuje intensywna erozja wgłębna wywołana m.in. obniżaniem się lokalnych, jeziornych baz erozyjnych w odcinkach odziedziczonych.
Najstarszy dryas	Faza konserwacji bryłami martwego lodu w warunkach wieloletniej zmarzliny. Tworzenie się lokalnych zbiorników wodnych (peryglacjalnych).	Konserwacja obniżeń bryłami martwego lodu. Powstawanie pierwszych, lokalnych zbiorników jeziornych głównie w strefach przykrawędziowych obniżeń; sedimentacja mineralno-biogeniczna, która w niektórych obniżeniach jest kontynuacją fazy kemowej. Początek tworzenia się większych rozcięć w poligenetycznych odcinkach dolin – przełomów przelewowych związanych z łączeniem się (spływaniem) tych zbiorników.
Pleniglacjal	Faza zaniku łądolodu. Częściowe odpreparowanie obniżeń. Przykrycie martwego lodu w dnach obniżeń utworami glaciefluwio-limnicznymi	Degradacja brył martwego lodu w otoczeniu obniżeń oraz częściowo w ich obrębie – powstawanie form kemowych w obniżeniach – akumulacja mineralna (głównie rytmy glacieolimniczne)
	Założenie obniżeń w wyniku egzaracji i procesów glaciehydrodynamicznych	Sedimentacja glacieolimniczna i glaciefluwalna w strefie marginalnej łądolodu. Rozwój krótkotrwałych zastoisk i wysoko położonych form kemowych – zanik stagnującego łądolodu.
		Założenie obniżeń głównie w wyniku erozji wód subglacjalnych oraz egzaracji lodowcowej (i ich współdziałania). Zagadnienie przetrwalności (reparacji) większych obniżeń.



Przeprowadzone badania wykazały całą złożoność tej problematyki. Proces wytapiania się brył martwego lodu i kształtowania się mis jeziornych przebiegał z różnym natężeniem już od zaniku lądolodu i trwał w niektórych obniżeniach aż do schyłku okresu preborealnego. W części obniżeń proces ten miał fazowy charakter i odbywał się w różnym czasie na kolejnych poziomach morfologicznych, co wiązało się z rozwojem lokalnej sieci rzecznej i stało się przyczyną występowania luk w sedymentacji jeziornej.

Początek sedymentacji jeziornej należy odnieść do okresu przedallerodzkiego. W części obniżeń powstawały wtedy niewielkie zbiorniki wodne, w których zachodziła akumulacja osadów jeziornych, głównie mineralnych, ale już także częściowo o charakterze biogenicznym. Analizy malakologiczne wskazują, że były to zbiorniki zimnostenotermiczne o zasięgu holarktycznym. Ich rozwój odbywał się w warunkach obecności pogrzebanych brył martwego lodu. Lód ten w czasie funkcjonowania tych zbiorników, w miejscu ich występowania, uległ prawie całkowitemu stopieniu. Osadów jezior przedallerodzkich nigdzie nie nawiercono pod osadami młodszych generacji jezior, w obecnie najgłębszych partiach mis jeziornych, toteż można wnioskować, iż miały one ograniczony zasięg przestrzenny w obniżeniach. Jeziora te miały także stosunkowo krótkotrwały charakter i podlegały splywom w wyniku organizowania się sieci rzecznej poprzez włączanie poszczególnych obniżeń w systemy dolinne. Określenie dokładnej pozycji chronostratygraficznej jeziornych osadów przedallerodzkich jest bardzo trudne ze względu na brak ciągłych zapisów sukcesji roślinności. Wynika to także z małej liczby opracowanych dotychczas w Polsce stanowisk stratotypowych z zapisanym początkiem późnego glacjału (Tobolski i Litt, 1994; Tobolski, 1998). Nie jest wykluczone, iż w osadach przedallerodzkich koło Starej Kiszewy występuje opisywany w literaturze niemieckiej interstadiał Meiendorf (m.in. Bock i inni, 1985; Wolters, 2002).

Główny okres powstawania jezior na badanym obszarze przypadł na kompleks bölling–alleröd. Wówczas miała miejsce główna faza wytapiania się brył martwego lodu i utworzyła się w pełni większość badanych mis jeziornych. Jednakże, w niektórych obniżeniach bryły martwego lodu zachowały się do okresu preborealnego. Na takie zróżnicowanie czasu wytapiania się brył martwego lodu zwraca uwagę wielu autorów (m.in. Nitz, 1984; Nowaczyk, 1994; Kaiser, 2002). Wśród przyczyn tego zróżnicowania najczęściej wymienia się zmienną miąższość warstwy mineralnej przykrywającej martwy lód (Galon, 1953; Niewiarowski, 1989; Nowaczyk, 1994; Bose 1995). Niewątpliwie był to bardzo ważny czynnik konieczny do dłuższego zachowania się brył martwego lodu i jednocześnie wpływający na przebieg jego wytapiania. Należy jeszcze wziąć tutaj dodatkowo pod uwagę termoizolacyjną rolę narastającego płaszcza torfowego wieku allerodzkiego i preborealnego. Jednakże analiza geomorfologiczna obniżeń, w których dnach stwierdzano nisko zalegające torfy preborealne wskazuje, iż szczególnie istotnym czynnikiem sprzyjającym zachowaniu się brył martwego lodu do preboreału był

stały drenaż obniżeń. Warunek ten spełniały zwłaszcza te obniżenia, które były położone w sąsiedztwie cieków wodnych, podlegających wcinaniu w czasie późnego glacjału. Z kolei tam gdzie warunki morfologiczne sprzyjały dłuższemu utrzymaniu się wód stojących, termiczne oddziaływanie wody na zalegający poniżej martwy lód prowadziło do jego szybkiego wytapiania i pełnego ukształtowania się masy jeziornej już na początku późnego glacjału.

Wniosek ten, sformułowany na podstawie badań terenowych, potwierdza zaprezentowany przez H. J. Pachura i H. P. Röpera (1987) model wytapiania się pogrzebanego lodu w warunkach termicznego oddziaływania znajdującej się powyżej wody. Cytowani autorzy przyjmują, iż przy temperaturze wody 4°C i temperaturze lodu -15°C w ciągu stu dni wytapia się warstwa lodu o miąższości około 60 cm. Oczywiście należy wziąć pod uwagę, o czym wspominają M. Homann i inni (2002), fakt zamarzania jezior w sezonie zimowym. Przyspieszone wytapianie się pogrzebanych brył martwego lodu nastąpiło dopiero po pierwszym sezonie zimowym, w którym woda w tworzącym się jeziorze nie przemarzała do dna. Od tego momentu bryły martwego lodu, które w niektórych obniżeniach przetrwały około 5–6 tys. lat, licząc czas pomiędzy recesją lądolodu fazy pomorskiej a preboreałem, wytopiły się bardzo szybko. W przypadku badanych obniżeń wskazuje na to ostra granica pomiędzy torfem allerödskim i preborealnym a powyżej leżącymi gytiami, będącymi już efektem głębokowodnej sedymentacji jeziornej. M. Homann, J. Merkt i H. Müller (2002) na podstawie badań osadów jeziora Kreutz, na wschód od jeziora Müritz, wypowiadają się o kilkudziesięcioletnim okresie wytapiania się martwego lodu w warunkach nie przemarzania zimą wody w jeziorze do dna.

Dotychczasowe rozważania implikują kolejne spostrzeżenie, iż zagadnienia związane z kształtowaniem się mis jeziornych muszą być rozpatrywane w kontekście kształtowania się lokalnej sieci rzecznej (patrz tab. 1). Misy jeziorne i doliny rzeczne na obszarach młodoglacialnych tworzą ewolucyjnie powiązane ze sobą systemy hydrograficzne (Koutaniemi i Rachocki, 1981; Drwal, 1982; Niewiarowski, 1988; Florek, 1991; Andrzejewski, 1994; Kalicki i San ko, 1997; Blaszkiewicz, 1998; Kaiser, 2001; Bajkiewicz-Grabowska, 2002; Jaworski, 2003). Analiza wzajemnych relacji osadów jeziornych i struktur fluwialnych ma bardzo dużą wymowę paleogeograficzną, m.in. dostarczyła przekonujących dowodów na przetrwanie brył martwego lodu do okresu preborealnego na badanym obszarze.

Na koniec pozostaje jeszcze problem regionalnego zróżnicowania czasu wytapiania się martwego lodu i powstawania jezior. Rozpatrując cały młodoglacialny obszar Polski należałoby się spodziewać pewnych uwarunkowań związanych ze wzrostem kontynentalizmu klimatu z zachodu na wschód oraz z gradientem północ-południe związanym z etapowością zaniku lądolodu. Jednakże niedostateczna liczba zbadanych stanowisk oraz zwykle ich przypadkowy dobór nie pozwalają na jednoznaczne ustalenie prawidłowości w tym zakresie, bądź na zaprzeczenie ich występowania. Z obszaru Wielkopolski i Brandenburgii autor



nie zna opisanych w literaturze stanowisk jednoznacznie dokumentujących możliwość przetrwania brył martwego lodu do okresu preborealnego. Podobnie na obszarze Pojezierza Brodnickiego wszystkie zbadane stanowiska dokumentowały fakt ostatecznego wytopienia się brył martwego lodu już w allerodzie (Niewiarowski, 1989). Tymczasem ostatnio opisane zostało stanowisko w dolinie Welu (Jaworski, 2003) wskazujące na przetrwalność tam martwego lodu do okresu preborealnego. Niewątpliwie najwięcej doniesień o tak rozciągniętym w czasie procesie wytapiania się martwego lodu pochodzi z obszaru Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego (m.in. Stasiak, 1971; Gołębiowski, 1976; Florek, 1991; Nowaczyk, 1994; Błaszkiwicz, 1998)

Oczywiście trudno oczekiwać istnienia regionalnego zróżnicowania czasu wytapiania się martwego lodu na analizowanym przez autora obszarze, nawet porównując obiekty znajdujące się na zapleczu i przedpolu fazy pomorskiej. Jak już wcześniej podkreślono, decydujące były tutaj czynniki lokalne, takie jak: morfologia obniżeń, rodzaj i wielkość pokrywy mineralnej, a przede wszystkim stosunek obniżeń do organizującej się w późnym glacialu sieci rzecznej.

### Piśmiennictwo

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 10.
- , 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Stara Kiszewa*, Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- , 2002, *Spätglaziale und frühholozäne Seebeckenentwicklung im östlichen Teil von Pommern (Polen)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 11–14.
- , 2003, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Zblewo*, Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- Błaszkiwicz M., Krzywińska J., 1992, *Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzycy*, Przegląd Geograficzny, 64, 3–4, s. 369–380.
- , 2000, *Przedallerödзка generacja jezior w dolinie Więtcisy*, [w:] V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 2000, Instytut Geografii UMK, Toruń, s. 132–137.
- Bock W., Menke B., Strehl E., Ziemus H., 1985, *Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein*, Eiszeitalter und Gegenwart, 35, s. 161–180.
- Böse M., 1995, *Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain*, Quaternary International, 28, s. 123–125.
- Chrobok S., Nass A., Nitz B., 1986, *Litologische Charakteristik spätpleistozäner bis holozäner karbonatischer Sedimentation im Rückland der Frankfurter Eisrandlage (Biesenthaler Becken/Barmin)*, Acta Universitatis Nicolae Copernici, Geographia, 21, s. 97–102.
- Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zeszyty Naukowe UG, Rozprawy i Monografie, 33, Gdańsk.

- Florek W., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, WSP, Słupsk.
- Galon R., 1936, *Zagadnienie teras jeziornych w Prusach Wschodnich*, *Czasopismo Geograficzne*, 14, 2-3, s. 298–303.
- , 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, C, 1, 6.
- Golebiewski R., 1976, *Osady denne jezior Raduńskich*, GTN, Gdańsk.
- Gripp K., 1964, *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*, Wachholtz-Verlag, Neumünster.
- Homann M., Merkt J., Müller H., 2002, *Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen – ein West–Ost Transekt*, *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26, s. 35–38.
- Jaworski T., 2003, *Morfogeneza rynny i doliny Welu*, maszynopis w IG UMK, Toruń.
- Kaiser K., 2001, *Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg – Vorpommern*, *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 24.
- Kalicki T., San'ko A., 1997, *Ewolucja doliny Luczosa w późnym glacie i holocenie*, *Dokumentacja Geograficzna*, 6, s. 53–82.
- Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, *Fennia*, 159, 2, s. 335–342.
- Kozarski S., 1963, *O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, XI, s. 51–60.
- Krienke K., 2002, *Sedimentation in Eisstauseen und lokalen Becken des Weichsel – Hochglazials innerhalb der Küstenregion Vorpommerns (NE Deutschland)*, *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26, s. 63–66.
- Lamparski Z., 1979, *Geneza i rozwój rynny janoszyckiej na Wysoczyźnie Płockiej*, *Biuletyn Geologiczny*, 23, s. 103–116.
- Lippstreu L., Hermsdorf N., Sonntag A., 1997, *Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1: 300 000*, Landesvermessungsamt Brandenburg, Potsdam.
- Marks L., 1996, *Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy*, *Acta Geographica Lodziensia*, 71, s. 181–193.
- Muchowska Z., Muchowski J., 1989, *Warunki występowania młodoglacjalnych osadów jeziornych w okolicach Sterlawek Wielkich kolo Giżycka (Pojezierze Mazurskie)*, *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 56, *Geologia Morza*, 4, s. 293–300.
- Niewiarowski W., 1986, *The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: a case study of the Lower Vistula Region*, *Acta Universitatis Nicolae Copernici, Geographia*, 21, s. 61–72.
- , 1989, *Wahania poziomu jezior w późnym glacie i w holocenie na przykładzie jezior Pojezierza Brodnickiego*, *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 56, *Geologia Morza*, 4, s. 277–288.
- , 1995, *Osady denne Jeziora Biskupińskiego i osady bagiennie-jeziorne z zanikłych (zarosniętych) jego części*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*, Oficyna Wydawnicza „Turpress”, Toruń, s. 121–146.
- Nitz B., 1984, *Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese*, *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 128, 2, s. 133–141.
- Nitz B., Schirrmeister L., Klessen R., 1995, *Spätglazial-altholozäne Landschaftsgeschichte auf dem nördlichen Barnim – zur Beckenentwicklung im nordostdeutschen Tiefland*, *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 139, 3, s. 143–158.
- Nowaczyk B., 1994, *Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowych*, *Acta Universitatis Nicolae Copernici, Geographia*, 27, s. 97–110.



- Pachur H. J., Röper H. P., 1987, *Zur Paläolimnologie Berliner Seen*, Berliner Geographische Abhandlungen, 44.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., 1998, *Lake Gościąg, Central Poland. A Monographic Study*, Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow.
- Słowański W., 1961, *Wczesnoholocenyjskie osady jeziorne w Lasce koło Brus*, Kwartalnik Geologiczny, 5, 3, s. 719–736.
- Stangenberg M., 1938, *Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny*, Instytut Badawczy Lasów Państwowych, A, 31.
- Stasiak J., 1971, *Holocen Polski północno-wschodniej*, Rozprawy UW, 47.
- Szupryczyński J., 1987, *Reliefentwicklung des Wda-Sanders*, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 36, 2-3, Greifswald, s. 15–19.
- Tobolski K., 1998, *Późnoglacialna historia zbiornika w Imiolkach*, [w:] K. Tobolski (red.), *Paleoekologiczne studium późnoglacialnych osadów Jeziora Lednica w Imiolkach (Lednicki Park Krajobrazowy)*, Biblioteka Studiów Lednickich, IV, s. 69–80.
- , 2000, *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*, Vademecum Geobotanicum, PWN, Warszawa.
- Tobolski K., Litt T., 1994, *Vorallerödzeitliche Seeablagerungen in Wielkopolska ('Grosspolen')*, Dissertationes Botanicae, 234, s. 487–496.
- Więckowski K., 1958, *Pierwsze próby z sondą rdzeniową do pobierania monolitów osadów dennych jezior*, Przegląd Geograficzny, 31, 2, s. 364–366.
- , 1966, *Osady denne Jeziora Mikołajskiego*, Prace Geograficzne, IG PAN, 57.
- Wojciechowski A., 2000, *Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Wolters S., 2002, *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg)*, Dissertationes Botanicae, Berlin-Stuttgart.
- Wünnemann B., 1993, *Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein*, Berliner Geographische Abhandlungen, 55.
- [Wpłynęło: maj 2003; poprawiono: wrzesień 2003 r.]

MIROSLAW BŁASZKIEWICZ

#### SELECTED ISSUES OF THE LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE EVOLUTION OF LAKE BASINS IN THE EASTERN POMERANIA (POLAND)

The work done among the lake depressions to be found in Eastern Pomerania revealed very marked differentiation in Late Glacial and Early Holocene geomorphological development. In relation to the time at which lake sedimentation came into effect and proceeded in the Late Glacial, it was possible to distinguish the following three main morphogenetic groups among lake basins:

- 1) lake troughs in which the onset of sedimentation was associated with the Pre-Alleröd period;
- 2) basins in which lakes began to form at the time of the Bålling-Alleröd warm period;
- 3) lake basins in which the absolute onset of sedimentation only took place in the Pre-Boreal period.

At the same time, detailed study of entire lake sedimentation basins has made it clear that there are numerous gaps in lake sedimentation. The longest documented break in the process lasted for around 3000 years (between the oldest Dryas and the Pre-Boreal period).

There are depressions in which the onset of lake sedimentation as such was preceded by glaciolimnic sedimentation. From the point of view of the temporal relations, it is possible to identify among these types of depression in which the Pre-Allerod lakes coming into existence were a certain kind of successor to already existing glaciolimnic bodies of water, as well as types in which there was a clear period of hiatus between glaciolimnic and limnic accumulation, sometimes lasting up to several thousand years. A very interesting example of the relationship between the glaciolimnic and limnic sediments has been noted in the area of the former Gniew ice-dammed lake. The lake depressions there were shaped within the area affected by that lake through the melting of the mass of dead ice sitting within the glaciolimnic sediments. The difference in time between the end of glaciolimnic sedimentation and the onset of that of the limnic kind was of at least 4000 years in this case.

There is no doubt that the main cause of the noted fact that lakes are of different ages is the complex character of the process by which masses of dead ice melted. This process proceeded at varying rates from the moment the ice sheet withdrew, lasting in certain depression structures until the very onset of the Pre-Boreal period. Indeed, in some depressions it was phasic in nature, taking place at different times in successive morphological levels, thereby being associated with the development of local river networks and constituting a cause of the gaps which occurred in lake sedimentation.

The onset of lake sedimentation should be assigned to the Pre-Allerod period, as small bodies of water came into being in some depressions at that time. In them it was possible for lake sediments (mainly mineral, but also in part biogenic) to accumulate. The lakes in question were relatively shortlived, flowing away as river networks organized themselves through the linking together of separate depressions within valley systems.

The main period in which lakes arose should nevertheless be identified as the Bolling-Allerod complex. It was then that the principle phase of melting of masses of dead ice took place, and most of the studied lake basins were fully shaped. However, there are certain depressions in which the dead ice hung on until the Pre-Boreal. Indicative of this are the Pre-Boreal peats occurring at great depths (sometimes even more than 20 m below the level of today's biogenic plains), at the bottom of the lacustrine sediments. The hypsometric relationships between these sediments and fluvial structures point unequivocally to the presence of an ice substratum during the period in which they accumulated.

Geomorphological analysis of depressions found to have low-lying Pre-Boreal peats point to a particularly important factor favouring the retention of masses of dead ice into the Pre-Boreal being – not only a mineral cover – but also a constant drainage of the depressions in question. This condition is met most especially by depressions located next to watercourses and subject to incision in the Late Glacial. In turn, in those places where morphological conditions favoured the protracted retention of standing waters, the consequent thermal impact on ice laying below was to bring about its accelerated melting, and hence the full shaping of lake basins as early as at the onset of the Late Glacial.



## **Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim\***

*Internal structures and granulometry of lower Vistula valley  
overbank deposits in the Toruń and Unisław Basins*

**JAROSŁAW KORDOWSKI**

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87–100 Toruń, ul. M. Kopernika 19;  
e-mail: Jaroslaw.Kordowski@geopan.torun.pl

**Zarys treści.** W artykule przedstawiono podział genetyczny osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły na podstawie badań w Kotlinie Toruńskiej, Przełomie Fordońskim i Basenie Unisławskim. Scharakteryzowano ich strukturę wewnętrzną, uziarnienie, układ przestrzenny i procesy sedymentacyjne prowadzące do ich powstania. Przedstawione wyniki oparte są na kartowaniu litologicznym i geomorfologicznym, analizach laserowym miernikiem cząstek, analizach sitowych oraz obserwacji wkopów i odsłoneń.

**Słowa kluczowe:** osad pozakorytowy, dolina dolnej Wisły, struktury sedymentacyjne, uziarnienie.

### **Cel badań**

Celem badań było ustalenie, jakie formy budują obecną równinę zalewową doliny dolnej Wisły, jaki jest ich kształt i wielkość, jakie mają struktury wewnętrzne, jakie mają cechy uziarnienia, jaka jest ich geneza i w jakich warunkach przepływu się kształtują. Za osady pozakorytowe uznano osady powodziowe i biogeniczne powstałe w dolinie rzecznej, ale poza aktywnym korytem rzeki.

### **Obszar badań**

Analizowany obszar badań (ryc. 1) dotyczy równiny zalewowej dolnej Wisły między Górkim (748 km biegu rzeki) a ujściem Wdy (km 814). Powierzchnia zlewni Wisły do tego ujścia ma już 189 138,5 km<sup>2</sup> na ogólną powierzchnię

---

\* Artykuł powstał przy wsparciu finansowym Komitetu Badań Naukowych w ramach projektu badawczego 3 PO4 070 22 pt. „Geneza rzeźby dna doliny dolnej Wisły (między Bydgoszczą i Grudziądem) ze szczególnym uwzględnieniem równiny zalewowej”, realizowanym pod kierunkiem prof. dr. hab. J. Szupryczyńskiego.

193 911,1 km<sup>2</sup>, czyli 97,5% (Falkowski, 1982). Średni przepływ wieloletni (SW) w najbliższym przekroju wodowskazowym w Toruniu wynosi 975 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, średni przepływ wielki (SWW) 2320 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, a przepływ wielki stuletni (WW 1%) – 9100 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (Rusak, 1982).

Średnia wysokość równiny zalewowej w pobliżu 748 km biegu rzeki wynosi około 35, a w pobliżu km 814 blisko 24,5 m n.p.m. (spadek 0,154‰). Rzędna koryta rzeczno zmieniana się od 32,4 do 20,9 m n.p.m. (spadek 0,169‰). Występują tu trzy poziomy równiny zalewowej:

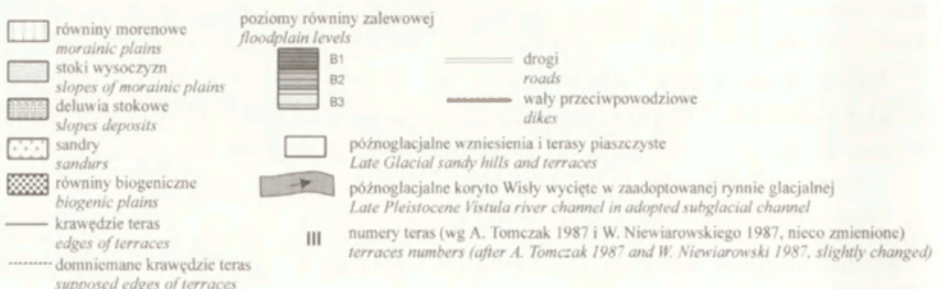
- poziom B<sub>3</sub> – najmłodszy, wąski (maksymalnie do 300 m szerokości), leży bezpośrednio przy korycie Wisły, przekształcony antropogenicznie w wyniku regulacji rzeki prowadzonej w XIX i XX w.,
- poziom B<sub>2</sub> o grubej, około 2-metrowej pokrywie osadów pozakorytowych,
- poziom B<sub>1</sub>, gdzie pokrywa ta ma tylko około 0,5 m.

Datowania radiowęglowe z Kotliny Toruńskiej (Tomczak, 1987) w torfach podścielających utwory powodziowe wskazują, że depozycja mad rozpoczęła się tu około 1900 lat BP. Według W. Niewiarowskiego (1987) w Basenie Unisławskim depozycja osadów powodziowych rozpoczęła się 3000–4000 lat temu.

### Metody badań

Analizę warstwowań przeprowadzono w 70 wkopach, w różnych fragmentach równiny zalewowej. Z 50 z nich pobrano próbki do analiz uziarnienia. Próbkę w osadach mułkowo-ilastych pobierano co około 5 cm, w osadach piaszczystych – co 10 do 30 cm. Łącznie pobrano 1248 próbek. Analizę osadów mułkowo-ilastych przeprowadzono na laserowym mierniku wielkości cząstek Analysette Economy 22 firmy Fritsch w przedziałach co 1/4φ. Osady grubsze analizowano na sitach o średnicy oczek 0,125; 0,18; 0,25; 0,315; 0,355; 0,45; 0,5; 0,63; 0,71; 0,8; 0,9; 1; 1,25; 1,4; 2; 2,5; 3,55; 4; 5; 6,3; 7 i 8 mm. Osady mułkowo-piaszczyste analizowano metodą kombinowaną. Klasty mułkowe spotykane w osadach piaszczystych były rozdrabniane przed analizą.

Rozkład wartości modalnych analizowano na histogramach uziarnienia otrzymanych z laserowego miernika cząstek. Jego zakres pomiaru ograniczony jest do 0.6 mm. dlatego nie były analizowane wartości w osadach grubszych.







Ryc. 1. Mapa sytuacyjna obszaru badań

Situational map of area investigated

<http://rcin.org.pl>

W nazewnictwie frakcji osadów posługiwano się normą Państwowego Instytutu Geologicznego. Parametry uziarnienia określano za pomocą wskaźników Folk'a i Warda, tj.: graficznego odchylenia standardowego  $\delta_p$ , przeciętnej średnicy ziaren  $M_z$ , skośności graficznej  $Sk_f$  i kurtozy  $K_G$ .

Do opisu struktur w osadach basenów popowodziowych i osadach wałów przykorytowych wprowadzono nowe terminy. Występują w nich przewarstwienia piasku w matriks mulkowo-ilastym układające się w charakterystyczne zespoły. Oprócz gradacji ziaren w poszczególnych warstwach osadu mamy też gradację w ramach takich przewarstwień. Każde kolejne przewarstwienie może mieć coraz większą przeciętną średnicę ziarna (prosta gradacja przewarstwień), coraz mniejszą średnicę ziaren (odwrócona gradacja przewarstwień) lub takiej gradacji wcale nie wykazywać (bez gradacji) lub może być ona nieregularna (nieregularna gradacja przewarstwień). Wkładki piaszczyste mogą w górę profilu występować w coraz większych odległościach od siebie (następstwo regresywne), w coraz mniejszych odległościach (następstwo progresywne), w mniej więcej jednakowych odległościach (następstwo ustabilizowane) lub w sposób nieregularny (następstwo nieregularne). Następstwo progresywne świadczy o przybliżaniu się źródła piasku do miejsca depozycji (najczęściej chodzi tu o przybliżanie się aktywnego koryta krewasowego), następstwo regresywne – odsuwaniu się źródła osadu od miejsca depozycji, następstwo ustabilizowane dowodzi w miarę niezmiennych warunków dostawy osadu, następstwo nieregularne dokumentuje bardzo zmienne warunki depozycji.

Do analizy środowiska depozycyjnego posługiwano się diagramem Passegi. Do rekonstrukcji prędkości przepływu podczas sedimentacji na równinie zalewowej wykorzystano średnie ze wzorów Millera i innych, Costa oraz Williama (Zieliński, 1993)<sup>1</sup>.

## Osady równiny zalewowej

W literaturze przedmiotu istnieje wiele podziałów form równiny zalewowej. Przykładowo można wymienić: S. C. Happ i inni (1940), J. R. L. Allen (1965), E. Mycielska-Dowgiałło (1980), D. G. Smith i N. D. Smith (1980), Z. Zwoliński (1985), W. Florek (1991), A. D. Miall (1996), T. Kalicki (1996), T. Zieliński (1998), M. Ludwikowska-Kędzia (2000) i wielu innych. Dla dolnej Wisły, na podstawie własnych obserwacji terenowych, przyjęto osobny schemat klasyfikacji osadów równiny zalewowej.

### 1. Osady depozycji korytowej CH (*channel deposits*):

#### a) osady łach rzecznych RB (*river bars*),

<sup>1</sup> Miller i inni (1977):

$$v = 160D^{0.45}$$

$$D \text{ [cm]}, v \text{ [cm s}^{-1}\text{]}$$

Costa (1983):

$$v = 5,9D^{0.5}$$

$$D \text{ [mm]}, v \text{ [m s}^{-1}\text{]}$$

Williams (1983):

$$v = 0,065D^{0.7}$$

$$D \text{ [mm]}, v \text{ [cm s}^{-1}\text{]}$$

$D$  – przeciętna średnica ziaren,  $v$  – prędkość przepływu.



- b) osady kanałów międzylachowych RCH (*inter-bar channels*).
2. Osady depozycji powodziowej:
- a) wały przykorytowe LV (*natural levees*):
    - inicjalne LVI (*initial natural levees*),
    - rozwinięte LVD (*developed natural levees*),
    - cienie piaszczyste LVSS (*natural levees with sandy shadows*);
  - b) wstęgi piaszczyste SR (*sandy ribbons*);
  - c) baseny popowodziowe FB (*floodplain basins*):
    - właściwe – powstałe tylko w wyniku wytrącania osadów z zawiesiny, FBR (*right floodplain basin*),
    - przetransformowane – powstałe nie tylko w wyniku wytrącania z zawiesiny, ale też innych procesów sedymentacyjnych, FBT (*transformed floodplain basin*).
3. Osady wypełnień koryt, bagnisk i jeziorzysk dolinnych (*backswamp deposits*):
- a) mineralne MBD (*mineral backswamp deposits*);
  - b) organiczne OBD (*organic backswamp deposits*).

## Charakterystyka osadów

### Osady korytowe

Stanowią 80 do 90% całej objętości aluwiiów równiny zalewowej. Do obserwacji dostępna jest tylko ich stropowa część. Na podstawie warstwowań zarysowuje się wyraźnie ich podział na osady górnych partii łach korytowych (RB) i osady wypełnień koryt międzylachowych (RCH). Osady łach wykazują warstwowania przekątne płaskie lub rynnowe z nielicznymi cienkimi wkładkami mułków ilastych o strukturze masywnej. Wkładki mułków i ilów mogą osiągnąć maksymalnie do 15–20 cm, zazwyczaj osiągają jednak tylko kilka centymetrów. W osadach wypełnień koryt międzylachowych występują powszechnie warstwowania riplemarkowe, również z wkładkami mułków. Najdrobniejsze frakcje piasku, zazwyczaj z domieszką mułków, mogą być masywne. Niekiedy w ich obrębie znajdują się zdeformowane klasty mułkowe o średnicy do kilkunastu centymetrów. Osad tego typu powstaje prawdopodobnie w okresie zimowym w wyniku gwałtownego udrożnienia zamrożonego fragmentu koryta rzeki. Dość często spotyka się warstwowanie faliste i horyzontalne. W stropowych partiach osadów korytowych zdarzają się warstwy wzbogacone w detrytus organiczny. Ich miąższość może osiągać 5 cm. W górnych partiach osadów korytowych może pojawiać się warstwowanie smużyste, polegające na pojawianiu się niewyraźnych smug piasku bardziej mułkowatego w piasku bardziej przemytym, ku spągowi powoli przechodzące w warstwowanie horyzontalne. W strefie przykorytovej warstwowania mogą być zaburzone. Miąższość takich zaburzonych warstw może sięgać 60 cm. W omawianych osadach występują różne rodzaje gradacji, dominuje jednak gradacja prosta lub brak gradacji.

Charakterystykę tekstury osadów korytowych przeprowadzono na podstawie analizy 110 próbek. Rozkład uziarnienia w tych osadach ma przeważnie wielomodalny charakter. Jednomodalny rozkład miało 40% próbek, dwumodalny 24,4%, trójmodalny 22,2%, czwórmodalny 13,3%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 32–41  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 135–263, 321–366, 111–117, 50–57, 91–104, 2–3, 4–6, 16–24 i 446–510  $\mu\text{m}$ . Co ciekawe, osady korytowe nie mają wcale największej przeciętnej średnicy ziaren ( $2,96 \phi$  – większe ziarna występują w osadach wstęg piaszczystych i cieni piaszczystych. Wyszortowanie jest umiarkowane (0,85), krzywa uziarnienia dodatnio skośna (0,18), leptokurtyczna (1,06). Na diagramie Passegi (ryc. 2) osady korytowe zajmują pola I, IV i V, które odpowiadają transportowi w zawieszynie przydennej i toczeniu, z niewielkim udziałem depozycji z zawiesiny ziarnowej. Na wykresach zależności między  $M_z$  i  $\delta_1$  (ryc. 3),  $Sk_1$  i  $M_z$  (ryc. 4) oraz  $\delta_1$  i  $Sk_1$  (ryc. 5) wyraźnie widać w tym osadzie dwie rozdzielne populacje próbek: jedną wokół wartości 2–3, związaną z materiałem piaszczystym i drugą, około 6–7 $\phi$ , związaną z przewarstwieniami mulkowatymi. Szacowana średnia prędkość przepływu w przypadku dostępnych do obserwacji utworów korytowych wynosiła 2,44  $\text{ms}^{-1}$ , maksymalna prędkość wynosiła 4,6  $\text{ms}^{-1}$ .

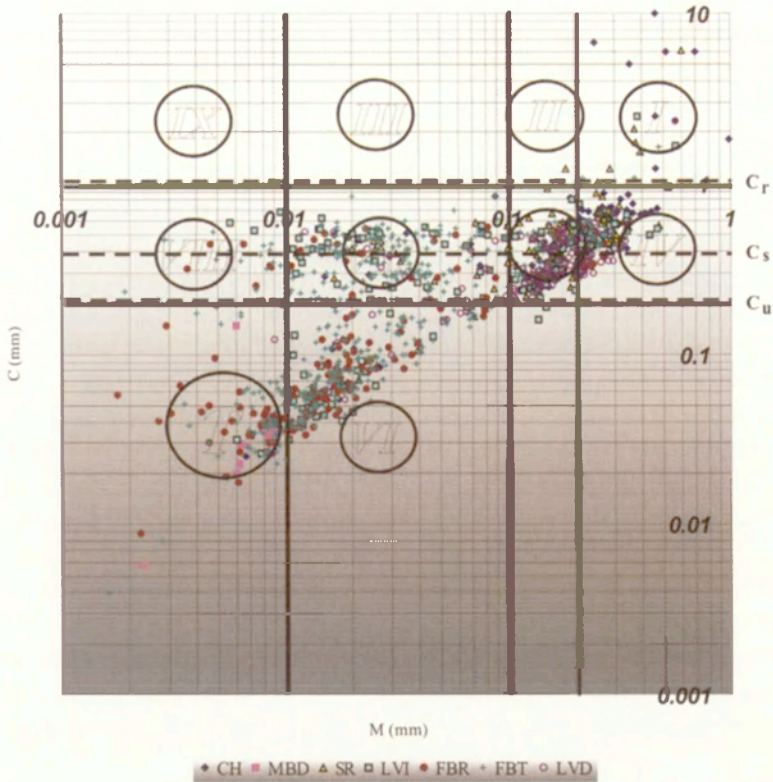
Depozycja osadów łach korytowych odbywała się prawdopodobnie w wyniku migracji megariplemarków o prostych bądź krętych grzbietach. W okresie niskich stanów wody ich migracja zamierała, a na powierzchni odkładała się warstwa mulkowa. Kanaly międzyłachowe nie wynurzały się w czasie niskich stanów wody. W czasie szybkiego przepływu wody następowała migracja megariplemarków o prostych lub krętych grzbietach, a w okresie powolnego przepływu tworzyły się riplemarki, a przy jeszcze wolniejszym – płaskie dolne dno.

### Osady powodziowe

#### *LV (natural levees) – wały przykorytowe*

Pod względem sedymentologicznym wały te definiowane są jako klinokształtne wały osadowe obramowujące koryta rzek powstające w wyniku spowolnienia prądu wód powodziowych wydostających się poza koryto rzeczne (Reineck i Singh, 1986). Osadów wałów przykorytowych w osadach powodziowych dolnej Wisły jest raczej niewiele. Przeprowadzone kartowanie litologiczno-geomorfologiczne wskazuje, że na zbadanym obszarze mamy do czynienia prawdopodobnie tylko z jedną generacją wałów. Stanowią one tylko 2–2,5% objętości osadów powodziowych. Na długich odcinkach przy korycie Wisły w ogóle się nie wykształciły. Przeciętnie mają do 20 m szerokości, rzadko więcej niż 50 m. Maksymalna miąższość serii sedymentów wałów przykorytowych wynosi 3–3,5 m, przeciętnie jednak nie więcej niż 2 m. Wznoszą się około 1–1,5 m ponad średni poziom otaczającej równiny zalewowej. Prawie zawsze od właściwej równiny zalewowej ograniczone są różnej wielkości korytami krewasowymi. Na podstawie struktur sedymentacyjnych daje się wyróżnić trzy typy wałów: inicjalne, rozwinięte i cienie piaszczyste.





Ryc. 2. Diagram Passeggi dla różnych form równiny zalewowej dolnej Wisły

Objaśnienia użytych symboli: CH – osady korytowe, MBD – mineralne wypełnienia koryt, SR – wstęgi piaszczyste, LVI – inicjalne wały przykorytowe, FBR – właściwe baseny popowodziowe, FBT – przetransformowane baseny popowodziowe, LVD – rozwinięte wały przykorytowe, LVSS – wały przykorytowe z cieniami piaszczystymi,  $C_r$  – granica ziaren osadu transportowanych w wyniku toczenia (powyżej) i zawiesiny przydennej (poniżej),  $C_s$  – największa średnica ziaren, które mogą być transportowane w zawieszinie frakcyjnej,  $C_u$  – największa średnica ziaren, które mogą być transportowane w zawieszinie jednorodnej, C – pierwszy centyl rozkładu uziarnienia, M – mediana rozkładu uziarnienia, T – ziarna utrzymujące się w zawieszinie pelagicznej

Passegga graph for various floodplain landforms in the lower Vistula valley. Explanations of symbols used: CH – channel sediments, MBD – mineral backswamp deposits, SR – sandy ribbons, LVI – initial natural levees, LVD – developed natural levees, FBR – right floodplain basins, FBT – transformed floodplain basins, LVSS – natural levees with sandy shadows.  $C_r$  – grain limit for traction movement (above) and near-bed suspension (beneath),  $C_s$  – greatest grains diameter in the fractional suspension,  $C_u$  – greatest grain diameter in homogeneous suspension, C – first centile of grain distribution, M – median, T – particles in pelagic suspension

Cienie piaszczyste (LVSS) zbudowane są z drobnych i średnich piasków z riplemarkami wstępującymi; nierzadko są podścielone warstwą piasków maszynowych. Riplemarki wstępujące ku górze przechodzą w warstwowanie horyzontalne. Wysokość zachowanych zaprądowych fragmentów riplemarków osiąga kilka centymetrów, miąższość całych zestawów zaś do 0,5 m. Początek depozycji

cienia piaszczystego zaznacza się zazwyczaj cienką (2–3 cm) warstewką piasku średniego lub grubego o warstwowaniu horyzontalnym lub przekątnym niskokątowym. Cechy teksturalne piasków warstwowanych i masywnych są bardzo zbliżone, co ułatwia wyznaczenie granic przestrzennych tych form równiny zalewowej na podstawie kryterium teksturalnego.

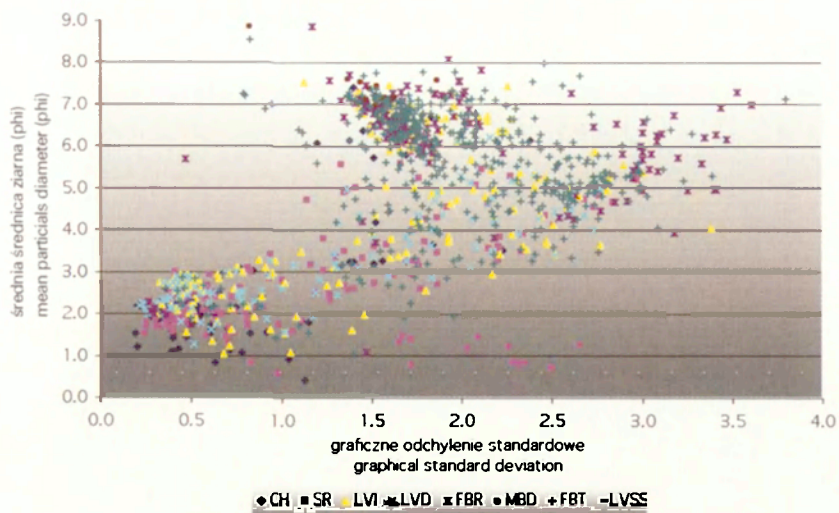
Charakterystykę tekstury osadów cieni piaszczystych przeprowadzono na podstawie analizy 9 próbek. Cienie piaszczyste mają największą przeciętną średnicę ziaren ze wszystkich analizowanych form (2,34  $\phi$ ), wysortowanie umiarkowane (0,51), krzywa uziarnienia jest dodatnio skośna (0,12), mezokurtyczna (0,99). Cienie piaszczyste mogą tworzyć się praktycznie w każdym miejscu równiny zalewowej, jednak na badanym obszarze spotykane były tylko w obrębie wałów przykorytowych, dlatego je im przypisano. Na diagramie Passegi (ryc. 2) osady cieni piaszczystych zajmują podobne pola jak osady korytowe, tj. I, IV i V odpowiadające sedymentacji w wyniku toczenia i wytrącania z zawiesiny przydennej. Szacowana średnia prędkość przepływu w przypadku cieni piaszczystych jest największa ze wszystkich analizowanych form i wynosi 2,56 ms<sup>-1</sup>, co jest wartością nieco większą niż w przypadku osadów korytowych.

Depozycja cieni piaszczystych polegała prawdopodobnie na gwałtownym wypadaniu ziaren piasku z mocno przeciążonej zawiesiny przydennej za przeszkodą terenową. Tworzyły one masywne struktury. Po nich rozwijały się riplemarki wstępujące, przechodzące przy dalszym zwolnieniu prądu w warstwowanie horyzontalne.

Inicjalne wały przykorytowe (LVI) charakteryzuje przemienne, rytmiczne występowanie warstw piaszczystych i mułkowo-ilastych o zbliżonej miąższości. W stropie przechodzą zazwyczaj w wały rozwinięte, pozbawione członu mułkowego. Warstwy mułkowe są masywne; piaszczyste masywne, warstwowane horyzontalnie lub równolegle. Przewarstwienia mułkowe osiągają od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Przewarstwienia piaszczyste są nieco bardziej miąższe. Częste są przemazy i klasty mułkowe. Spotyka się też rytmiczną laminację piasku z mułkiem o grubości do kilku milimetrów. W warstwach piaszczystych przekraczających kilkanaście centymetrów miąższości zauważa się gradacje ziaren, najczęściej prostą. Sporadycznie spotkać można kilkunastocentymetrowe warstwy piasku warstwowanego przekątnie płasko. Obecność niewyraźnego warstwowania falistego wskazuje na przekształcenia w wyniku falowania wód koryta rzeki. W osadach inicjalnych wałów przykorytowych nieco częściej niż we wstęgach piaszczystych występuje odwrócona gradacja ziaren. Miąższość zestawów gradacyjnych wynosi do 60–80 cm. W osadach rozwiniętych wałów przykorytowych zdecydowanie dominuje prosta gradacja ziaren osadu.

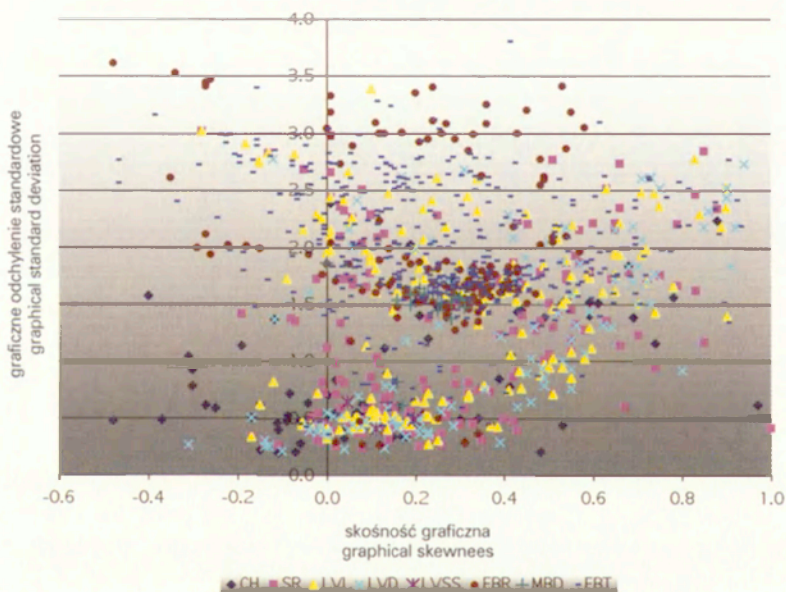
Charakterystykę tekstury osadów inicjalnych wałów przykorytowych przeprowadzono na podstawie analizy 178 próbek. Rozkład uziarnienia w tych osadach ma przeważnie wielomodalny charakter. Jednomodalny charakter miało 21% próbek, dwumodalny 34%, trójmodalny 32%, czwómodalny 10%, pięciomodalny





Ryc. 3. Zależności między graficznym odchyleniem standardowym a średnią średnicą ziaren dla różnych form równiny zalewowej dolnej Wisły. Skrótów jak na ryc. 2

Relationships between graphical standard deviation and mean particle diameter for various floodplain landforms in the lower Vistula valley. Abbreviations as in Fig. 2



Ryc. 4. Zależności między skośnością graficzną a graficznym odchyleniem standardowym dla różnych form równiny zalewowej dolnej Wisły. Skrótów jak na ryc. 2

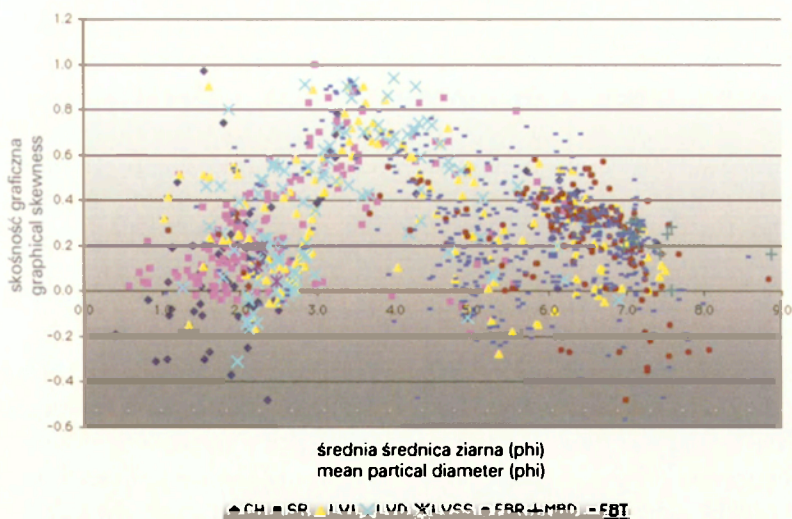
Relationships between graphical skewedness and graphical standard deviation for various floodplain landforms in the lower Vistula valley. Abbreviations as in Fig. 2

3%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 28–39  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 418–582, 5–6,5, 14–23, 342–391, 230–321, 135–202, 91–111, 80–85, 2,1–2,6  $\mu\text{m}$ . Przeciętna średnica ziaren mieści się jeszcze w zakresie mulku piaszczystego (4,16  $\phi$ , wysortowanie jest słabe, krzywa uziarnienia jest dodatkowo skośna (0,29), leptokurtyczna (1,29). Na diagramie Passegi osady inicjalnych wałów przykorytowych rozkładają się na polach od IV do VIII oraz T, odpowiadających depozycji zawiesiny przydennej, z zawiesiny ziarnowej, z zawiesiny jednorodnej i z zawiesiny pelagicznej (ryc. 2). Większość punktów grupuje się jednak w polach IV do VIII, czyli depozycji z zawiesiny przydennej i zawiesiny ziarnowej. Na wykresach zależności między  $M_z$  i  $\delta_1$  (ryc. 3),  $Sk_1$  i  $M_z$  (ryc. 4) oraz  $\delta_1$  i  $Sk_1$  (ryc. 5) widać – podobnie jak w przypadku osadów korytowych – różnicowanie na dwie populacje próbek; jedna koncentruje się wokół wartości 2–3 (i jest związana z przewarstwieniami piaszczystymi), druga wokół wartości 6–7 (związana z przewarstwieniami mulku). Szacowana średnia prędkość przepływu w przypadku inicjalnych wałów przykorytowych wynosiła 1,73  $\text{ms}^{-1}$ , maksymalna wartość osiągała 3,5  $\text{ms}^{-1}$ .

Schemat depozycji inicjalnych wałów przykorytowych polegał najczęściej na depozycji warstwy piaszczystej we wstępnej fazie powodzi i depozycji warstwy mulkowej w zstępującej fazie powodzi. Warstwy piaszczyste formowane były przeważnie w warunkach dolnego płaskiego dna lub w wyniku mniej lub bardziej gwałtownego opadania z zawiesiny przydennej.

Rozwinięte wały przykorytowe (LVD) zbudowane są z drobnych piasków ze sporadycznymi tylko wkładkami mulków. W obrębie strefy korzeniowej i w poziomie próchnicznym struktury uległy zatarciu. Dominują struktury masywne i równoległe, częste są zaburzenia biogeniczne. Liczne są klasty mulkowe. Spotyka się też warstwowanie rynnowe o głębokości rynienek rzędu 20–30 cm. Częste są rytmy piaszczysto-mulkowe o grubości lamin do kilku milimetrów, a także smugi piasku mulkowego w piasku przemytym. W niektórych warstwach piasku masywnego (najczęściej mulkowego) zdarzają się kilkucentymetrowe soczewki piasku przemytego, warstwowanego najczęściej równoległe. Świadczy to zapewne o depozycji na przemarzniętym materiale. Niewykluczone też, że do zniszczenia części struktur w wałach przykorytowych przyczynia się przemarzanie gruntu. Wśród piaszczystych przewarstwień gradacyjnych dominują proste. Sporadycznie występują warstwy ze strukturami przekątnie płaskimi osiągające miąższość do 30 cm. W zestawach warstwowania horyzontalnego zdarzają się wkładki riplemarków z zachowanym jedynie stokiem zaprądowym. Ich wysokość osiąga do kilku centymetrów. Inwentarz typowych struktur zamykają rytmy piaszczysto-mulkowe o grubości lamin do kilku milimetrów. W osadach rozwiniętych wałów przykorytowych spotkano postdepozycyjne zagięcia lamin czasami nawet o kąt ponad 90°. Zjawisko takie następuje w wyniku niewielkiego przesunięcia warstewek po ich przymarznięciu do kry lodowej. Rozszerzający się termicznie lód rozciąga wtedy osad, powodując wygięcia lamin.





Ryc. 5. Zależności między średnią średnicą ziaren a skośnością graficzną dla różnych form równiny zalewowej dolnej Wisły. Skróty jak na ryc. 2

Relationships between mean particle diameter and graphical skewness for various floodplain landforms in the lower Vistula valley. Abbreviations as in Fig. 2

Charakterystykę tekstury osadów rozwiniętych wałów przykorytowych przeprowadzono na podstawie analizy 106 próbek. Rozkład uziarnienia w tych osadach ma przeważnie wielomodalny charakter. Jednomodalny rozkład miało 12,8% próbek, dwumodalny 27,2%, trójmodalny 25,7%, czwórmodalny 22,6%, pięciomodalny 9,1%, sześciomodalny 6%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 34–40  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 155–215, 230–243, 446–510, 91–145, 321–342, 2,7–3,3, 1,7–2,6, 12–26, 4,6–5,3, 1,1–1,4 i 54–65  $\mu\text{m}$ . Przeciętna średnica ziarna mieści się w obrębie drobnego piasku (3,28  $\phi$ ), wysortowanie jest słabe (1,21), krzywa uziarnienia dodatnio skośna (0,29), bardzo leptokurtyczna (1,77).

Na diagramie Passegi osady tego typu grupują się w polach IV i V, sporadycznie VI i VII (ryc. 2). Odpowiada to depozycji z zawiesiny ziarnowej, zawiesiny przydennej i rzadziej toczenia, sporadycznie z zawiesiny jednorodnej. Na wykresach zależności między  $M_Z$  i  $\delta_p$ ,  $Sk_I$  i  $M_Z$  oraz  $\delta_I$  i  $Sk_I$  (odpowiednio ryc. 3, 4 i 5) nie ma tak silnego rozgraniczenia na dwie populacje próbek jak w przypadku osadów korytowych i osadów inicjalnych wałów przykorytowych. Przejście między populacją piaszczystą i populacją mułkowo-ilastą jest bardziej płynne. Szacowana średnia prędkość przepływu wynosiła tu 2,19  $\text{ms}^{-1}$ , prędkość maksymalna 3,33  $\text{ms}^{-1}$ .

Schemat depozycji rozwiniętych wałów przykorytowych różni się od schematu dla wałów inicjalnych brakiem członu mułkowego powstającego w zstępującej fazie powodzi. Prawdopodobnie położenie morfologiczne tego typu wałów jest zbyt wysokie, aby wody powodziowe utrzymały się wystarczająco długo, by nastą-

pila depozycja mulków. Struktury wskazują też na bardziej energetyczne środowisko depozycyjne. Mamy tu bowiem do czynienia z migracją riplemarków o krętych lub prostych grzbietach. Warstwowanie horyzontalne kształtowało się prawdopodobnie w warunkach dolnego płaskiego dna, na co wskazują wkładki riplemarków. Zdarzała się też gwałtowna depozycja z zawiesiny przydennej.

Rozwinięte wały przykorytowe w naturalnych warunkach mają szansę powstać zimą w czasie powodzi spowodowanej zatorem lodowym lub śryżowym.

### *Wstęgi piaszczyste (SR)*

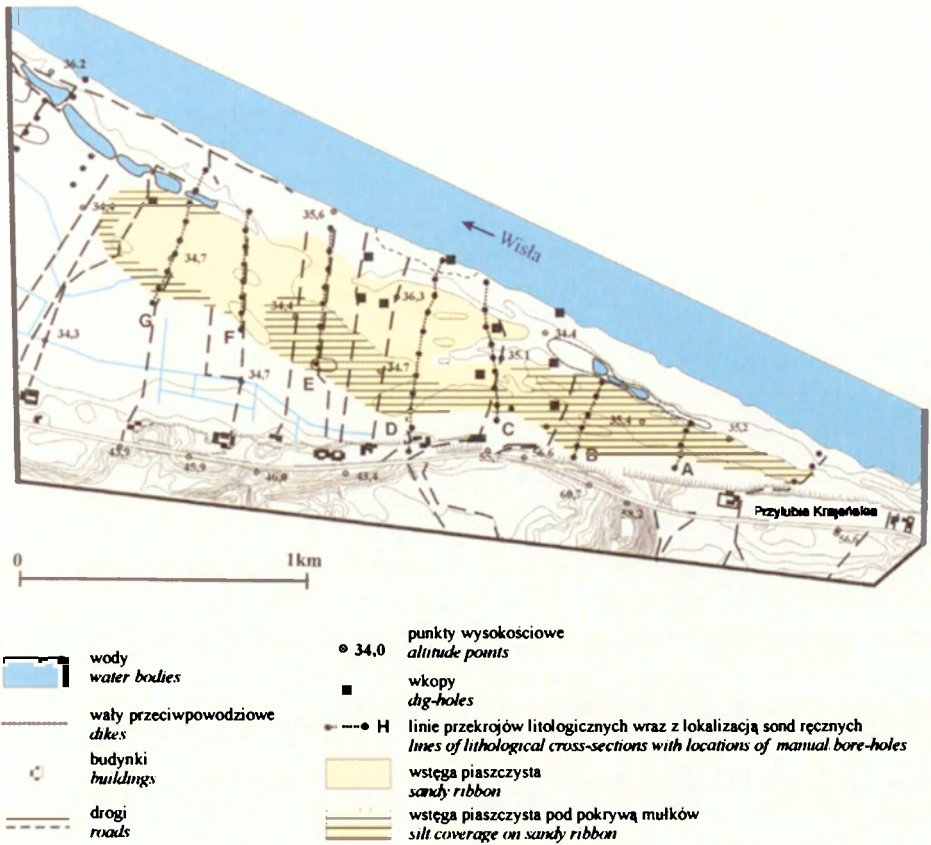
W literaturze przedmiotu duże piaszczyste formy powstające poza wałami przykorytowymi mają różne nazwy (*crevasse splays, flood-plain splays, naspy, glify krewasowe*). Powstają, kiedy nadmiar wód powodziowych przelewa się przez wały przykorytowe i deponuje osady gruboziarniste normalnie transportowane w korycie rzeczonym wraz z domieszką rozmytych utworów pozakorytowych na obszarze równiny zalewowej (Happ i inni, 1940; Mjøs i inni, 1993). Tworzą się zazwyczaj prostopadle do koryta rzeki, zaraz za wałem przykorytowym. W przypadku dolnej Wisły tworzą się one u wylotu, czasami dość długich, krewas doprowadzających i rozbudowują się równolegle do koryta rzeczynego, stąd propozycja, by formy te nazwać wstęgami piaszczystymi, a nie glifami krewasowymi.

Jak wynika z badań składu litologicznego osadów pozakorytowych równiny zalewowej dolnej Wisły, facje wałów przykorytowych, wstęg piaszczystych oraz drobnych form piaszczystych takich jak mikrodelt i cienie piaszczyste na wspomnianym obszarze zajmują 28,5% objętości osadów pozakorytowych. Ich udział systematycznie spada od Kotliny Toruńskiej (36,4%), przez Przełom Fordoński (32,4%) do Basenu Unisławskiego (22,6%).

Zbadane wstęgi są stosunkowo duże (por. ryc. 6). W Pędzewie forma taka ma długość do 3 km i maksymalną szerokość około 600 m, w Przyłubiu Krajeńskim wartości te wynoszą odpowiednio 2,5 km i 500 m, w Kamieńcu 2,5 km i 550 m, w Małej Kępie 1,5 km i 650 m. W Czarzach długość kompleksu stożków osiąga 7 km, zaś szerokość oscyluje około 600 m.

Stosunek ich długości do maksymalnej szerokości kształtuje się w granicach od 4 do 5. Położone są nieco wyżej od swego otoczenia. Najwyższe są partie centralne (do 1 m ponad otoczenie). Partie początkowe i końcowe nie są tak wyraźne, a często ukryte są pod pokrywą mulków. Wysokości bezwzględne nie dorównują maksymalnym wzniesieniom wałów przykorytowych, od których są o blisko 1 m niższe. Najogólniej stożki przybierają kształt długich wstęg z ostrym końcem w części proksymalnej i owalnym w części dystalnej. Ich powierzchnia jest dość wyrównana. Nie odnosi się to oczywiście do form wtórnie rozciętych przez koryta krewasowe. W Pędzewie mamy do czynienia z dwoma, niejednakowej wielkości, płatami stożka rozdzielonymi facjami basenów popowodziowych. W formach





Ryc. 6. Przykład wstęgi piaszczystej z Kotliny Toruńskiej

Example of sandy ribbon from the Toruń Basin

najlepiej zachowanych, na ich początku, istnieją jeszcze wyraźne kanały ulgi. Maksymalna miąższość osadów facji stożków może osiągać 3 metry, jeśli zasypały one dawne ramiona rzeczne lub koryta krewasowe. Generalnie jednak oscyluje około 1,2–1,5 m w częściach centralnych i poniżej tej wartości w częściach początkowych i końcowych.

Wstęgi piaszczyste zbudowane są głównie z piasków przemytych i mulkowa-tych z przewarstwieniami mulków. Najbardziej energetyczne struktury występują w centralnych partiach. Są to warstwowania horyzontalne z przewarstwieniami mulków, sporadycznie struktury przekątne warstwowania rynnowego podkreślone na powierzchni erozyjnej warstewkami drobnych żwirów. Miąższość warstw warstwowanych horyzontalnie może osiągnąć 1 m. W tej części stożków bardzo często zaznacza się cykl frakcjonalny prosty czasami osiągający 1,6 m miąższości. W partiach stropowych przeciętna średnica osadu może osiągnąć do

0,65 mm, a w dolnych 0,25 mm. W osadzie obecne są też wkładki mulków, miąższości do 10 cm, znaczące przerwy w sedymentacji i wieloetapowy rozwój wstęg piaszczystych. Przerwy w sedymentacji wstęg znaczą też rytmy piaszczystomulkowe o grubości lamin do kilku milimetrów. W stropowych partiach wstęg nierzadkie są domieszki drobnych żwirów wskazujące, że prąd wody był w stanie transportować ziarna dużo grubsze niż ziarna piasku. Dominacja piasku w centralnych częściach wstęg piaszczystych wynika więc z niedostatku łatwo osiągalnego materiału żwirowego. W proksymalnych i centralnych partiach wstęg granica między omawianymi formami a osadami basenów popowodziowych ma zazwyczaj charakter erozyjny. W dystalnych partiach przejście do osadów basenów popowodziowych ma charakter stopniowy, akumulacyjny. W partiach początkowych i końcowych struktury są mniej czytelne. Występują struktury masywne, riplemarkowe. Liczne są przemazy i bryłki mulkowe. Powszechne są bioturbacje, petrogeniczne wytracenia lamelli żelazistych, niekiedy wzbogacenie w inkorporowaną materię humusową i struktury związane z napieraniem kier lodowych w postaci sfaldowanych warstw mulkowych. Dolne partie osadu w dystalnych częściach mają zazwyczaj strukturę masywną. Na obszarze wstęg spotyka się nierzadko struktury zaburzone, związane z dużym ciśnieniem wywieranym przez nadległe warstwy osadu. Występują różne rodzaje gradacji ziaren: w częściach centralnych dominuje najczęściej gradacja odwrócona, w dystalnych zaś prosta. Można również znaleźć warstwy o miąższości do 60 cm ze zdeintegrowanymi klastami piasku mulkowego w piasku przemytym, transportowane zapewne, w warunkach zimowych, w stanie zamrożonym. Dezintegracji uległy w wyniku stopienia lodu spajającego cząstki piasku w okresie odwilży.

W obrębie wstęg występują często bryły piasku przemytego w piasku mulkowym. Jedynym racjonalnym wytłumaczeniem ich obecności w zupełnie odmiennym matriks jest transport jako zamrożonych brył w warunkach zimowej powodzi zatorowej. Również obecność fałdów we wkładkach mulkowych związanych prawdopodobnie z rozprężaniem się lodu w zamrożonych bocznych ramionach rzeki wskazywałaby, że formy te tworzą się najczęściej w sezonie zimowym.

Charakterystykę tekstury osadów wstęg piaszczystych przeprowadzono na podstawie analizy 179 próbek. Rozkład uziarnienia w tych osadach ma przeważnie wielomodalny charakter. Jednomodalny rozkład miało 17,7% próbek, dwumodalny 39,2%, trójmodalny 31,8%, czwórmodalny 10,3%, pięciomodalny 1,9%, sześciomodalny 0,9%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 34–41  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 104–202, 246–300, 477–582, 80–91, 16–21, 3,8–6, 2,5–2,6, 1,5–1,7, 1,2–1,4  $\mu\text{m}$ . Przeciętna wielkość ziarna mieści się tu w obrębie frakcji piasków drobnych (2,79  $\phi$ ), wysortowanie jest słabe (1,13), krzywa uziarnienia dodatnio skośna (0,26), bardzo leptokurtyczna (1,54). Na wykresach zależności między  $M_z$  i  $\delta_1$  (ryc. 3)  $Sk_1$  i  $M_z$  (ryc. 4) oraz  $\delta_1$  i  $Sk_1$  (ryc. 5) daje się zauważyć dość dużą jednorodność materiału wstęg piaszczystych. Dominuje populacja w zakresie 1 do 5  $\phi$ , niewielkie tylko zgrupowanie



wtórne można zaobserwować wokół wartości  $6\phi$ , czyli w zakresie mulków. W osadach wstęg piaszczystych mamy zatem niewiele wkładek mulków.

Na diagramie Passegi osady tego typu grupują się w górnej, prawej części wykresu w polach IV i V, niekiedy I i VII (ryc. 2). Odpowiada to depozycji z zawiesiny przydennej i toczenia oraz z zawiesiny ziarnowej, sporadycznie w wyniku samego tylko toczenia. Szacowana średnia prędkość przepływu podczas depozycji wstęg piaszczystych była zbliżona do prędkości przepływu oszacowanej dla osadów korytowych i wynosiła  $2,36 \text{ ms}^{-1}$ . Maksymalna prędkość przepływu wyniosła  $5,06 \text{ ms}^{-1}$ . Jest to najwyższa wartość spotkana w osadach pozakorytowych badanego obszaru.

Z badań zjawisk lodowych (Karabon, 1980; Grześ, 1985) wynika, że Wisła na tle innych dużych rzek europejskich jest szczególnie podatna na powstawanie zatok lodowych i śryżowych. Okres zlodzenia jest krótki, warunki tworzenia się śryżu są jednak korzystne. W okresie odwilży lub na wiosnę spływający lód lub śryż może blokować koryto, a wody rzeczne muszą szukać ucieczki na równinę zalewową wycinając koryta krewasowe lub sypiąc wstęgi piaszczyste. Z dużym prawdopodobieństwem można przypuszczać, że powstawanie opisywanych form należy wiązać, więc z katastrofalnymi wezbrzeniami zimowymi. Ich powstawaniu szczególnie sprzyjały znaczniejsze zmiany kierunku biegu rzeki. W przypadku badanego obszaru wartością progową wydaje się być zmiana biegu rzeki o około  $10^\circ$ .

### *Baseny popowodziowe (FB)*

Są to najniżej leżące fragmenty równiny zalewowej (Reineck i Singh, 1986). Działają jak osadniki, w których osadzają się zawieszone w wodach powodziowych cząstki drobnoziarniste. Ich osady tworzą wydłużone, tabularne lub pryzmatyczne jednostki sedymentacyjne. Na obszarze dolnej Wisły strefa sedymentacji osadów basenów popowodziowych ma w Kotlinie Toruńskiej około 1,7 km, w Przełomie Fordońskim 1,3 km, a w Basenie Unisławskim i okolicach Świecia 3 do 3,5 km szerokości. Strefa ta jest więc 2 do 5 razy szersza od koryta rzeczno-go. Przeciętna miąższość osadów basenów popowodziowych waha się około 1,5–2 m, chociaż maksymalnie może dochodzić do 4 m. Zbudowane są z mulków ilastych w partiach spągowych i mulków piaszczystych w partiach stropowych. Osady powodziowe zawierające materiał mulkowy obejmują też na obszarach bagien leżące dalej od koryta rzeczno-go. W rezultacie tworzy się osad organiczno-mineralny. O zaliczeniu takiego osadu do basenów popowodziowych decydowała bezwzględna przewaga materiału mineralnego nad organicznym. Osady basenów popowodziowych łącznie stanowią 58,1% osadów powodziowych dolnej Wisły z tym, że występują wyraźne wahania tej wartości w różnych częściach doliny (Kotlina Toruńska 46,2%, Przełom Fordoński 59,8%, Basen Unisławski 63,8%). W rejonie Chelmnia i Świecia ich proporcja do całości osadów powodziowych jest jeszcze większa, lecz nie może być dokładnie określona

ze względu na to, że niektóre z wykonanych wierceń ręcznych nie przebiły całej serii powodziowej. Osady basenów popowodziowych są bardzo zróżnicowane. Występują w nich często znaczne wzbogacenia w gruzelkową materię żelazistą związaną zapewne z intensywnym ruchem wód gruntowych. Związki żelaza wytrącają się także w drobnych mikroszczelinach powstających podczas sporadycznego przesychnania osadu.

Właściwe baseny popowodziowe (FBR) zbudowane z jednolitych warstw mułków i ilów są dość rzadkie. Występują w dystalnych partiach równiny zalewowej. Mają strukturę masywną. Zazwyczaj tworzą dolną partię serii osadów powodziowych. Dość powszechne jest w nich występowanie drobnych muszli ślimaków, które może wskazywać na wodno-ziemne warunki w czasie ich depozycji. Charakterystykę tekstury osadów właściwych basenów popowodziowych przeprowadzono na podstawie analizy 153 próbek. Rozkład uziarnienia ma przeważnie wielomodalny charakter. Jednomodalny rozkład miało 33,3% próbek, dwumodalny 36,2%, trójmodalny 15,9%, czwórmodalny 10,1%, pięciomodalny 4,4%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 28–41  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 14–21, 2–6, 230–281, 300–418, 446–582, 118–135, 104–11, 57–85  $\mu\text{m}$ . Przeciętna średnica ziaren mieści się w obrębie mułku ilastego (6,16  $\phi$ ), wysortowanie jest słabe (1,97), krzywa uziarnienia dodatnio skośna (0,23), leptokurtyczna (1,06). Na wykresach zależności między  $M_z$  i  $\delta_p$ ,  $Sk_1$  i  $M_z$  oraz  $\delta_1$  i  $Sk_1$  (ryc. 3–5) mimo makroskopowo dostrzegalnej jednorodności osadu daje się jednak zauważyć zróżnicowanie na dwie populacje próbek. Nie jest ono związane z przeciętną średnicą ziarna, a raczej z wysortowaniem. Mamy bowiem osad o zbliżonej średnicy ziarna (5–7  $\phi$ ), ale mający dwie wartości wskaźnika wysortowania: 1,5–2,0 i 2,5–3,5. Wskazuje to na zmianę materiału depozycyjnego. Bezpośrednio po powodzi następuje szybsza i bardziej bezładna depozycja z udziałem prądów gęstościowych, a w okresie niewielkich tylko rozlewów, podczas wysokich stanów wody – depozycja powolniejsza, bardziej uporządkowana – z zawiesiny. Taki rodzaj sedymentacji jest jednym ze wskaźników, że właściwe baseny popowodziowe były środowiskiem bardzo wilgotnym, zalanym wodą przez większą część roku. Na diagramie Passegi osady właściwych basenów popowodziowych zajmują pole VI i pole T, rzadko VII i VIII, jeszcze rzadziej inne pola z wyjątkiem I, II, III, i IX (ryc. 2). Wskazuje to, że depozycja następowała tu przeważnie z zawiesiny pelagicznej i zawiesiny jednorodnej, rzadziej z zawiesiny ziarnowej. Osady właściwych basenów popowodziowych były prawdopodobnie przez większą część roku zalane wodą. Jak wynika z szacunków prędkości przepływu fali powodziowej, podczas depozycji tych form prąd wody był tu rzadko szybszy niż 0,8  $\text{ms}^{-1}$ .

Przetransformowane baseny popowodziowe (FBT). Znacznie częściej spotykane są osady z obecnością wkładek piaszczystych, najczęściej o strukturach masywnych. Przewarstwienia te mają miąższość od kilku do kilkunastu centymetrów. Sporadycznie wykazują one warstwowanie horyzontalne. Zazwy-



czaj są dość mocno zaburzone grawitacyjnie w wyniku ciśnienia nadkładu materiału mulkowego; nacisk ten przyczynia się do rozerwania i powyginania warstw. Bardzo rzadko w mulku piaszczystym można zauważyć delikatne warstwowanie horyzontalne. W dnach krewas charakterystyczne jest przewarstwianie się mulku o drobniejszym ziarnie z mulkiem o grubszym ziarnie. Warstwy takie mają kilka–kilkanaście centymetrów miąższości, a całe zestawy takiego warstwowania mogą osiągnąć 1,1 m miąższości. W matriks mulkowo-ilastym spotyka się często gniazda piasku. Dostały się one tu prawdopodobnie zimą jako przemarznięte toczące piaszczyste. Występują wszystkie rodzaje gradacji przewarstwień piaszczystych, a także brak gradacji. Matriks mulkowe, na pierwszy rzut oka jednolite, po dokładniejszym zbadaniu laserowym analizatorem cząstek wskazują na obecność wtórnie wprowadzonego materiału piaszczystego. Wprowadzenie to mogło nastąpić w wyniku rozwiewania wałów przykorytowych i wstęg piaszczystych, jakie następuje późną jesienią, zimą i wiosną, kiedy wegetacja ulega zahamowaniu i odsłania się powierzchnia gruntu. Materiał ten może też pochodzić z wydm piaszczystych, może być doprowadzony z wodami powodziowymi przemieszczającymi się po przemarzniętym gruncie, czy przez drobne organizmy ryjące w glebie w efekcie bioturbacji. W osadach tego typu sporadycznie spotyka się, zwłaszcza w partiach spągowych, okruchy węgla drzewnych nawet do 5 cm średnicy. Wskazuje to wyraźnie, że obszar równiny zalewowej nawiedzały pożary – węgielki drzewne mogą pochodzić tylko z bliskiego transportu, bowiem łatwo ulegają dezintegracji.

Teksturę osadów przetransformowanych basenów popowodziowych określono na podstawie analizy 495 próbek. Rozkład uziarnienia w osadach tych ma przeważnie wielomodalny charakter. Jednomodalny rozkład miało 19,6% próbek, dwumodalny 32,2%, trójmodalny 29,2%, czwórmodalny 13,9%, pięciomodalny 4,4%, sześciomodalny 0,7%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 28–41  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 12–23, 177–281, 2,1–3,8, 446–582, 300–391, 4–6, 1,7–2  $\mu\text{m}$ . W wyniku wcześniej opisanych procesów średnia średnica ziaren w przetransformowanych basenach popowodziowych jest nieco większa niż we właściwych i wynosi 5,54  $\phi$ , co odpowiada frakcji mulku ilastego. Wysortowanie jest słabe (1,98), krzywa uziarnienia dodatkowo skośna (0,26), leptokurtyczna (1,16). Na wykresach zależności między  $M_z$  i  $\delta_p$  (ryc. 3),  $Sk_1$  i  $M_z$  (ryc. 4) oraz  $\delta_1$  i  $Sk_1$  (ryc. 5) widzimy w zasadzie jedną tylko populację próbek skoncentrowaną wokół wartości 6  $\phi$ , z niewielkim wtórnym zgrupowaniem wokół wartości 2  $\phi$  związanym z nielicznymi wkładkami piaszczystymi w matriks mulkowym. Na diagramie Passegi osady tego typu rozrzucone są dość równomiernie po prawie wszystkich polach z wyjątkiem I, II i IX (ryc. 2). Wskazuje to na dużą różnorodność sposobów depozycji: od zawiesiny pelagicznej, przez zawiesinę jednorodną, zawiesinę ziarnową, zawiesinę przydenną, nawet do toczenia. Szacowana średnia prędkość przepływu fali powodziowej podczas depozycji tych form mogła dochodzić do 1  $\text{ms}^{-1}$ .

Geneza matriks mulkowego w przetransformowanych basenach popowodziowych jest dość jasna – pochodzi ona z wytrącania drobnych cząstek z zawiesiny pozostałej po przejściu fali powodziowej. Genezę przewarstwień piaszczystych należy wiązać z bliskością krewas, które stanowią naturalną drogę transportu grubszych cząstek w czasie powodzi, lub z szorstkością podłoża, po którym fala ta się przemieszcza. Inny proces jaki mógłby prowadzić do powstawania przewarstwień piaszczystych w przetransformowanych basenach popowodziowych, to rozmywanie innych form i ich redepozycja w postaci mikrodeli.

*Osady wypełnień koryt, bagnisk i jeziorzysk dolinnych*  
(*backswamp deposits – BD*)

Takie osady to wypełnienia opuszczonych koryt rzecznych, ramion bocznych i koryt wód powodziowych, a także licznych zagłębień po martwym lodzie wypełniających dno doliny. Do tej grupy można zaliczyć ropy, piaski ilaste, torfy i gytie. Mineralne wypełnienia koryt (MBD) składają się z niebieskich lub szarych ilów. Są one pozostałością starych rozlewisk dolinnych powstałych bezpośrednio przed depozycją typowych osadów powodziowych. Koncentrują się w przykrawędziowych odcinkach doliny. Przestrzennie naśladują przebieg struktur roztokowych powstałych jeszcze w późnym glacie. Ich maksymalna miąższość dochodzi do 3,5 m. Wykazują one strukturę masywną. Nierzadkie są wkładki brązowej gytii drobnodetrytusowej, lub fragmenty gałęzi, muszle ślimaków, fragmenty korni i łodyg trzciny. Charakterystyczny jest tu brak gradacji ziaren osadu.

Teksturę osadów mineralnych wypełnień koryt określono na podstawie analizy 18 próbek. Rozkład uziarnienia w osadach tych, w odróżnieniu od innych analizowanych form równiny zalewowej ma przeważnie jednomodalny charakter. Jednomodalny rozkład miało aż 84,2% próbek, dwumodalny 5,3%, trójmodalny 10,5%. Najwyraźniejsza wartość modalna zaznaczała się w zakresie 15–21  $\mu\text{m}$ , w dalszej kolejności 12–12,5, 6–6,5, 2,7–2,9, 0,83–0,89  $\mu\text{m}$ . Przeciętna średnica ziaren jest najmniejsza ze wszystkich analizowanych form i wynosi 7,47  $\phi$ , co mieści się w zakresie uziarnienia odpowiadającemu ropy. Wyszortowanie, chociaż słabe (1,46), jest lepsze niż w osadach basenów popowodziowych, krzywa uziarnienia jest dodatnio skośna (0,22), platykurtyczna (0,89). Na wykresach zależności między  $M_z$  i  $\delta_p$ ,  $Sk_t$  i  $M_z$  oraz  $\delta_t$  i  $Sk_t$  (ryc. 3–5) widać tylko jedną populację próbek skoncentrowaną wokół wartości 7  $\phi$ . Na diagramie Passegi osady tego typu koncentrują się wyłącznie na polu T, odpowiadającym depozycji z zawiesiny pelagicznej (ryc. 2). Jest to pod względem genetycznym najbardziej jednorodna grupa osadów pozakorytowych. W ropy wypełnień koryt także występuje domieszka drobnych i średnich piasków. Ich geneza może być podobna jak w przypadku basenów popowodziowych. Domieszki te mogą też powstawać w wyniku rozmywania piaszczystych brzegów rozlewisk i transportu na krach lodowych. Szacowana średnia prędkość przepływu fali powodziowej podczas depozycji tych osadów nie przekraczała 0,5  $\text{ms}^{-1}$ , co jest wartością najmniejszą



ze wszystkich analizowanych form. Maksymalna prędkość przepływu mogła wynieść zaledwie  $0,58 \text{ ms}^{-1}$ .

Osady mineralnych wypełnień koryt są pod względem genetycznym zbliżone do osadów jeziornych. Osad powstaje tu prawie wyłącznie w wyniku powolnego opadania z zawiesiny.

## Wnioski

Osady pozakorytowe w dolinie dolnej Wisły są zróżnicowane. Wyróżniają się bogactwem struktur sedymentacyjnych i znaczną różnorodnością litologiczną. Występują struktury różnego typu: prądowe w osadach korytowych, wstęg piaszczystych i wałów przykorytowych, struktury związane z wytrącaniem z zawiesiny w przypadku osadów basenów popowodziowych i mineralnego wypełnienia koryt oraz struktury bioturbacyjne i związane z oddziaływaniem zjawisk lodowych w korycie rzeczonym. Osady równiny zalewowej dolnej Wisły wykazują wielomodalność rozkładu uziarnienia. Są raczej słabo wysortowane, krzywe rozkładu uziarnienia są bardzo dodatnio skośne lub dodatnio skośne. Stopień spłaszczenia krzywej uziarnienia jest różny – od bardzo leptokurtycznego po platykurtyczny. W osadach występują dwie zasadnicze wartości modalne: w pobliżu wartości 38 i  $21 \mu\text{m}$ . Inne nie zaznaczają się tak wyraźnie. Osady te powstały w bardzo zróżnicowanych warunkach depozycyjnych począwszy od odkładania z toczenia i saltacji przez sedymentację z różnych rodzajów zawiesin (frakcjonalnej i przydennej) po bardzo powolne strącanie się z zawiesiny pelagicznej.

Wiele wskazuje, że okresem szczególnie sprzyjającym sedymentacji dużych form w obrębie równiny zalewowej jest okres zimowy, kiedy występują zatory lodowe. Powstają wtedy, pod względem rozmiarów bardzo duże, formy wstęg piaszczystych. Równina zalewowa Wisły w stosunku do szerokości koryta jest wąska, co świadczy wyraźnie, że proces jej kształtowania znajduje się jeszcze w stadium młodocianym, a rzeka jest „skrępowana” przez osady pozostawione w czasie późnoglacialnych etapów kształtowania się doliny.

## Piśmiennictwo

- Allen J. R. L., 1965, *A review of the origin and character of recent alluvial sediments*, *Sedimentology*, 5, s. 89–191.
- Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, *Biuletyn Geologiczny*, 12, s. 5–122.
- , 1982, *Przyroda rzeki*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła, monografia rzeki*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, s. 85–98.
- Florek W., 1991, *Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, WSP, Słupsk.
- Grześ M., 1985, *Problemy zatorów lodowych i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, *Przegląd Geograficzny*, 57, 4, s. 499–525.

- Happ S. C., Rittenhouse G., Dobson G. C., 1940, *Some principles of accelerated stream and valley deposition*, US Department of Agriculture, Technical Bulletin, 695, s. 22–31.
- Kalicki T., 1996, *Overbank deposits as indicators of the changes in discharges and supply of sediments in the upper Vistula valley – the role of climate and human impact*, [w:] L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, VI, Geographical Studies. Special Issue, 9, IGiPZ PAN, s. 43–60.
- Karabon J., 1980, *Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi Wisły środkowej*, Przegląd Geologiczny, 9, s. 512–515.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000, *Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie*, Dialog, Warszawa.
- Miall A. D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, John Wiley-Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Mjøs R., Walderhang J., Prestholm E., 1993, *Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK*, Special Publication of International Association of Sedimentologists, 17, s. 167–184.
- Mycielska-Dowgiallo E., 1980, *Wstęp do sedymentologii (dla geografów)*, WSP, Kielce.
- Niewiarowski W., 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, II, Geographical Studies. Special Issue, 4, IGiPZ PAN, s. 234–252.
- Reineck H. E., Singh I. B., 1986, *Depositional Sedimentary Environments*, John Wiley-Springer Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- Rusak M., 1982, *Wisła dolna*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła, monografia rzeki*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, s. 333–356.
- Smith D. G., Smith N. D., 1980, *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta*, Journal of Sedimentary Petrology, 50, 1, s. 157–164.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, II, Geographical Studies. Special Issue, 2, IGiPZ PAN, s. 207–231.
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- , 1998, *Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiallo (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne i ich wartość interpretacyjna*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 195–257.
- Zwoliński Z., 1985, *Sedymentacja osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 35–A, s. 205–238.

[wpłynęło: maj 2003; poprawiono: wrzesień 2003 r.]

JAROSŁAW KORDOWSKI

#### INTERNAL STRUCTURES AND GRANULOMETRY OF LOWER VISTULA VALLEY OVERBANK DEPOSITS IN THE TORUŃ AND UNISŁAW BASINS

This article presents a genetic classification of floodplain deposits in the lower Vistula valley on the basis of investigations in the Toruń basin, Unisław basin and the valley narrowing near Fordon-Bydgoszcz. These were subject to characterization of internal structure, granulometry, spatial pattern and sedimentary processes in relation to various



floodplain landforms and on the basis of lithological and geomorphological mapping, laser particle and sieve analyses. The classification of overbank deposits includes the following elements:

1. Channel deposition sediments:

- a) RB – river bar deposits,
- b) RCH – inter-bar channel deposits.

2. Flood deposits:

- a) LV – natural levees: LVI – initial natural levees, LVD – developed natural levees, LVSS – natural levees with sandy shadows,
- b) SR – sandy ribbons,
- c) FB floodplain basins: FBR – right floodplain basins, originating from suspended matter deposition, FBT – transformed floodplain basins, originating not only from suspended matter deposition but also other sedimentary processes.

3. Backswamp deposits BD.

Overall, the overbank deposits in the lower Vistula valley are very differentiated. They demonstrate various sedimentary structures and granulometry. The structures are of different kinds: of the flow kind in channel, sandy ribbon and natural levee deposits, ones generated during the deposition of suspended matter in floodplain basins and mineral backswamps deposits, also bioturbation structures and those accompanied by the impact of channel ice on surrounding sediments. The overbank deposits of the Vistula floodplain are polymodal and weakly sorted. The curves for particle size distribution are very skewed or skewed positively. The measure of cumulative grain flatness varies from very leptocurtic to platycurtic. Among the sediments there are two principal modal values near 38 i 21  $\mu\text{m}$ . Others are less clearly marked.

Much evidence indicates that the most favourable conditions for the emergence of great floodplain landforms exist in the winter season, when snow and icy floods exist.





**Równoległość badań paleogeograficznych  
i współczesnych procesów hydrogeomorfologicznych  
w działalności Zakładu Geomorfologii i Hydrologii  
Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie**

*Paralell studies on palaeogeography and present-day hydrogeomorphological processes in the activity of the Department of Geomorphology and Hydrology IGSO PAS in Cracow*

**LESZEK STARKEL**

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ, 31-018 Kraków, św. Jana 22;  
e-mail: starkel@zg.pan.krakow.pl

### **Wprowadzenie**

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN powstał w Krakowie w listopadzie 1953 roku jako jedna z pozawarszawskich placówek tego Instytutu. W zamierzeniu jego twórcy i kierownika prof. dr. Mieczysława Klimaszewskiego, kierującego przez pierwsze 15 lat, głównym celem realizowanym przez pierwsze 2–3 dziesięciolecia było poznanie rzeźby i stosunków wodnych obszaru południowej Polski poprzez szczegółowe kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne. Tymczasem rejestrowanie określonych genetycznie i wiekowo form rzeźby stało się bodźcem nie tylko do badania różnorodności przestrzennej rzeźby (jako elementu środowiska przyrodniczego), ale do poznania kierunków ewolucji rzeźby w czasie i z kolei rozpoznania mechanizmów współczesnego jej przekształcania (Klimaszewski, red., 1963). Ten drugi kierunek wzmocniony był poprzez równoległe prowadzone (na tych samych obszarach) kartowanie zjawisk wodnych w ujęciu przestrzennym i dynamicznym (por. Wit-Jóźwik, red., 1964).

Z czasem wykształciły się dwa kierunki badawcze:

- paleogeograficzny – badania zmian rzeźby i całego środowiska przyrodniczego w przeszłości;
- dynamiczny – badania mechanizmów współcześnie zachodzących procesów obiegu wody i kształtowania rzeźby, modelujących stoki i dna dolin rzecznych,

głównie poprzez monitoring na stacjach naukowych. [W Karpatach powstały kolejno trzy stacje naukowe: na Hali Gąsienicowej w Tatrach u górnej granicy lasu, w Szymbarku koło Gorlic na pograniczu Pogórza i Beskidu Niskiego i w zlewni Homerki koło Frycowej w Beskidzie Sądeckim.]

Specyfiką małego Zakładu, którego kadra naukowa nigdy nie przekroczyła kilkunastu osób, stało się jednak zintegrowanie obu kierunków badań wymagających różnych metod badawczych, a jednocześnie organicznie ze sobą sprzężonych i realizowanie ich w różnych skalach czasowych i przestrzennych (ryc. 1).

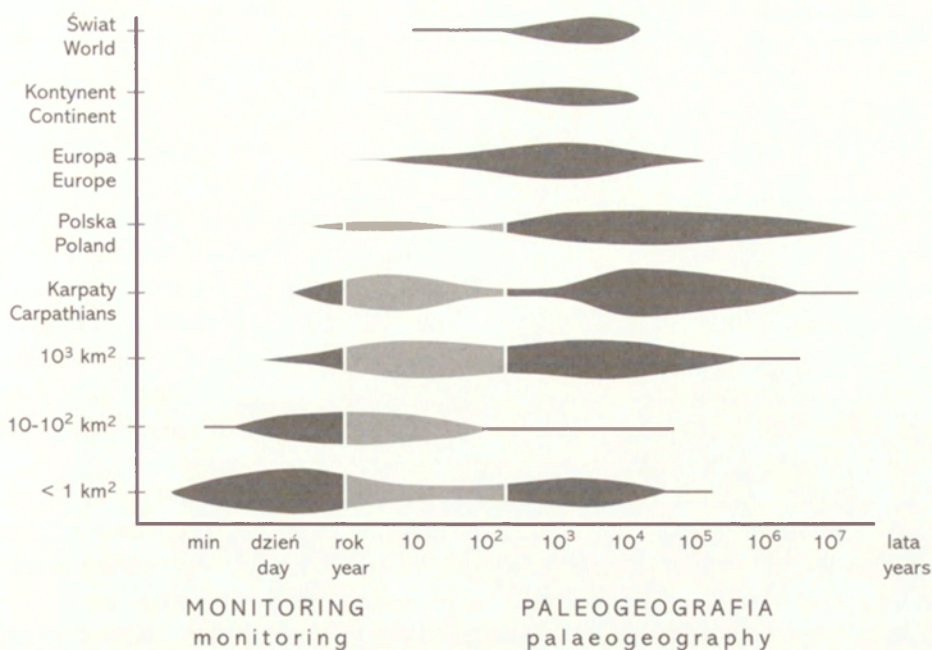
Badanie współczesnych procesów, tworzonych przez nie osadów i form pozwala zrekonstruować mechanizmy, kierunki i tempo zmian w przeszłości – zarówno niedawnej, jak i geologicznej. Natomiast badanie osadów i form odziedziczonych z przeszłości pozwala określić długookresowe tendencje zmian i zrozumieć złożoność i różnorodność przestrzenną współczesnego środowiska. We współczesnych geosystemach istnieją bowiem obok siebie zarówno elementy odziedziczone z przeszłości, jak i elementy współczesnego obiegu energii i materii (por. Starke, 1999a, b).

W Zakładzie krakowskim obok nielicznych niemal wyłącznie eksperymentatorów (J. Słupik) czy paleogeomorfologów (S. Gilewska) przeważnie ci sami ludzie podejmowali badania z obu wymienionych kierunków, szukając faktów zarówno podkreślających długookresowe tendencje zmian jak i wyjaśniających mechanizmy procesów (Starke, 1994b). Głównym obszarem badań zespołu były polskie Karpaty i ich przedpole, ale przenoszono ten sposób patrzenia na obszar całej Polski, koordynując i inspirując badania w problemie MRVI 25 („Przemiany środowiska geograficznego Polski” (później CPBP 03.13), a także podejmując podobne studia na terenie gór i wyżyn Europy (Alpy, Góry Skandynawii i półwyspu Bałkańskiego), jak też Mongolii i Indii.

## **Badania paleogeomorfologiczne i paleogeograficzne**

Podstawą badań ewolucji rzeźby stało się zainicjowane w 1950 roku przez M. Klimaszewskiego (1956) szczegółowe kartowanie geomorfologiczne w skalach od 1: 50 000 do 1: 10 000 (najczęściej 1: 25 000). Polegało ono na rejestracji w terenie (zdjęcia lotnicze były wówczas niedostępne) wszystkich form rzeźby o różnych cechach morfometrycznych i morfograficznych, określenie ich genezy i współczesnej aktywności oraz rozpoznanie okresu ich powstania na podstawie wzajemnych relacji form i osadów. Wymagało to równoległego badania genezy i wieku tych osadów (np. lessów wypełniających stare formy dolinne, następnie rozciętych wąwozami). Produktem kartowania była mapa geomorfologiczna, na której barwami prezentowane są formy o różnej genezie i wieku. Dzięki temu z mapy można odczytać etapy ewolucji rzeźby. Na przykład w przypadku Karpat mamy pełny wachlarz od form neogeńskich poprzez plejstoceńskie do najmłodszych form holocenijskich (Klimaszewski, 1956; Starke, 1960, 1965). Te badania





Ryc. 1. Kierunki badań krakowskiego Zakładu Geomorfologii i Hydrologii w różnych skalach przestrzennych i czasowych

Different temporal and spatial scales to research at the Department of Geomorphology and Hydrology

zespołowe, które w latach pięćdziesiątych–sześćdziesiątych objęły przeciętnie 10–30% powierzchni różnych regionów południowej Polski, stały się podstawą rozkwitu badań regionalnych nad ewolucją rzeźby, znajdując swój finał w dwutomowej monografii *Geomorfologia Polski* (Klimaszewski i Galon, red., 1972), przeglądowej mapie geomorfologicznej Polski 1: 500 000 (Starkel, red., 1980) i charakterystyce rzeźby w *Geografii Polski* (Gilewska, 1991).

Aby zrozumieć zmiany rzeźby zachodzące w przeszłości, należało poznać zarówno osady budujące lub wyścielające formy, jak i osady korelatne na przedpolu gór czy wyżyn. W celu poznania mechanizmów przekształceń należało zrekonstruować całe środowisko przyrodnicze minionych okresów i wydatować różne zdarzenia. Te zadania wymagały zastosowania szerokiego wachlarza metod i szeroko zakrojonych badań interdyscyplinarnych, głównie sedymentologicznych i mineralogicznych, ale również paleobotanicznych, paleozoologicznych, paleopedologicznych i archeologicznych. Niezbędne stało się datowanie form i osadów precyzyjnymi metodami radiometrycznymi  $^{14}\text{C}$ , TL,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) dendrochronologicznymi, lichenometrycznymi i innymi. W ten sposób zespół Zakładu stał się – obok Zakładu Paleobotaniki IB PAN czy środowisk archeologicznych

– ważnym inspiratorem, a później również koordynatorem interdyscyplinarnych badań, najpierw w środowisku krakowskim, a potem w całym kraju i nawet w skali międzynarodowej. Dotyczyło to szczególnie badań nad paleogeografią i paleohydrologią holocenu i późnego vistulianu.

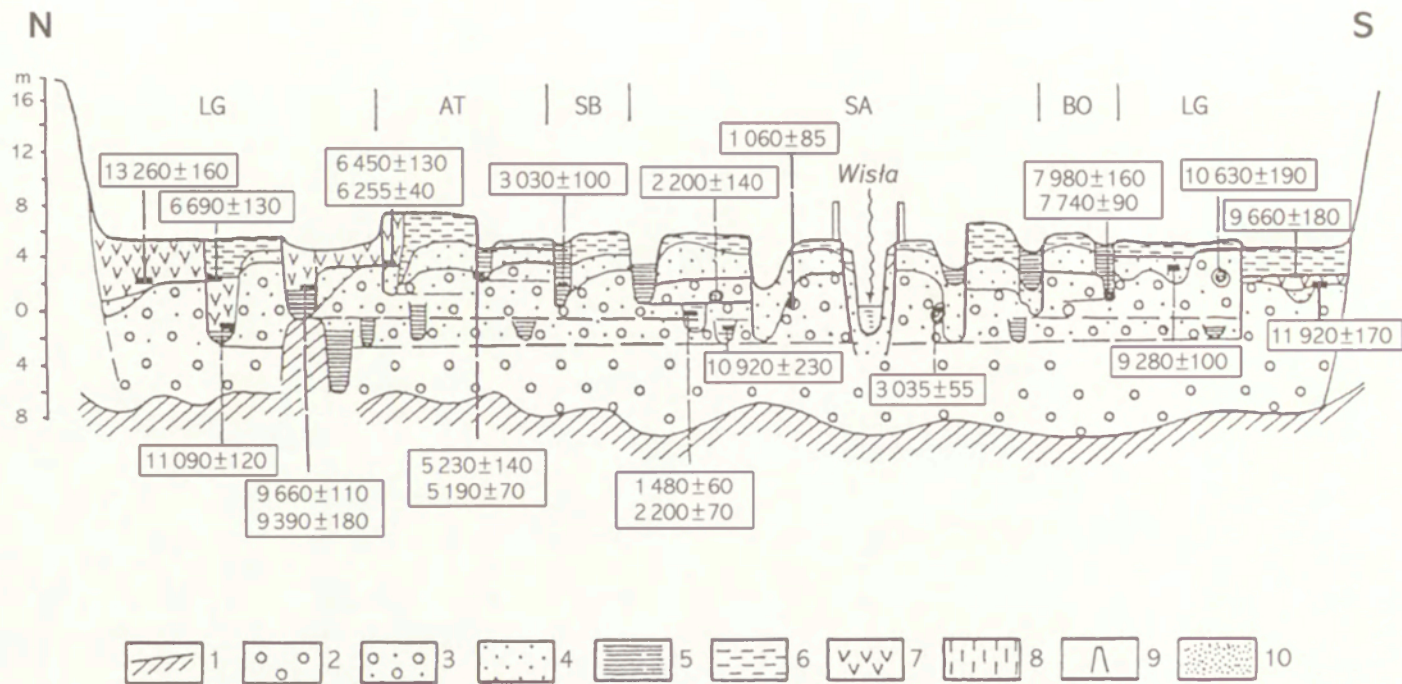
Do najważniejszych osiągnięć Zakładu w zakresie paleogeomorfologii i paleogeografii należy zaliczyć następujące.

1. Przedczwartorzędowe założenia rzeźby gór i wyżyn. Stwierdzono, że udział form trzeciorzędowych ogranicza się do powstania głównych zrębów rzeźby Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Gilewska, 1963, 1972, 1987), Tatr i Karpat fliszowych (Klimaszewski, 1980). Równocześnie na przykładzie Karpat fliszowych wykazano, że formy te zostały w istotny sposób przekształcone w czwartorzędzie w warunkach klimatu peryglacjalnego, a stopień tej transformacji zależy od skali ruchów podnoszących, a w większym może stopniu od odporności skał podłoża (Starkel, 1965, 1987).

2. Określenie roli zimnych (glacjalnych) i dzielących je ciepłych (interglacjalnych) okresów czwartorzędu w przekształcaniu rzeźby. Okresy interglacjalne przez wietrzenie chemiczne przygotowywały zwietrzelinę, okresy zimne zaś prowadziły do obnażania górnych części stoków sięgającego do 10 m w czasie jednego glacjału, a nawet ich cofania (Starkel, 1969). W obszarach podnoszonych rytm klimatycznych nakładał się na proces pogłębiania dolin. Był on przerywany agradacją w okresach zimnych (niekiedy połączoną z erozją boczną), będącą efektem dużej dostawy ze stoków przez procesy soliflukcyjne i deluwialne (Dziewański i Starkel, 1962; Klimaszewski, 1971; Starkel, 1969). Efektem tego są stopnie teras skalno-osadowych w dolinach karpackich, które rejestrują zarówno rytm wahań klimatycznych, jak i ruchy podnoszące.

3. Określenie morfogenetycznej roli holocenu (Starkel, 1960, 1977), który na tle osłabionej powierzchniowej denudacji (z przewagą chemicznej) zaznaczył się występowaniem kilkusetletnich faz względnie wilgotniejszych. Fazy te, o dużej częstotliwości i krótkotrwałych ulew i opadów rozlewnych, przegradzane były dłuższymi trwającymi (do tysiąca lat) okresami o mniejszej częstotliwości tych opadów (Starkel, 1983, 1994a). Krótkotrwałe ulewy były przyczyną splywów gruzowych w Tatrach zarejestrowanych w osadach jezior tatrzańskich (Kotarba, 1997; Kotarba i Baumgart-Kotarba, 1993, 1997) i narastania stożków napływowych małych potoków (Niedziałkowska i inni, 1977, Starkel i inni, 1996). Te drugie, czyli opady rozlewne zaznaczały się w fazach wzmożonej erozji agradacji rzek i przeczutów koryt (Starkel, 1983, 2001; Starkel, red., 1990) i nasilenia zjawisk osuwiskowych (Starkel, 1997b). Efektem tego jest powstanie szeregu równoległych włożeń aluwialnych w dolnych biegach dolin rzek karpackich (ryc. 2). Dzięki licznym datowaniom radiowęglowym zespołu M. Pazdura z Politechniki Gliwickiej i setkom subfosalnych dębów datowanych metodą dendrochronologiczną przez M. Krąpca z AGH w Krakowie fazy te zostały zidentyfikowane wiekowo i przypadają one na następujące stulecia: 8400–7700, 6500–6000, 5400–4900,

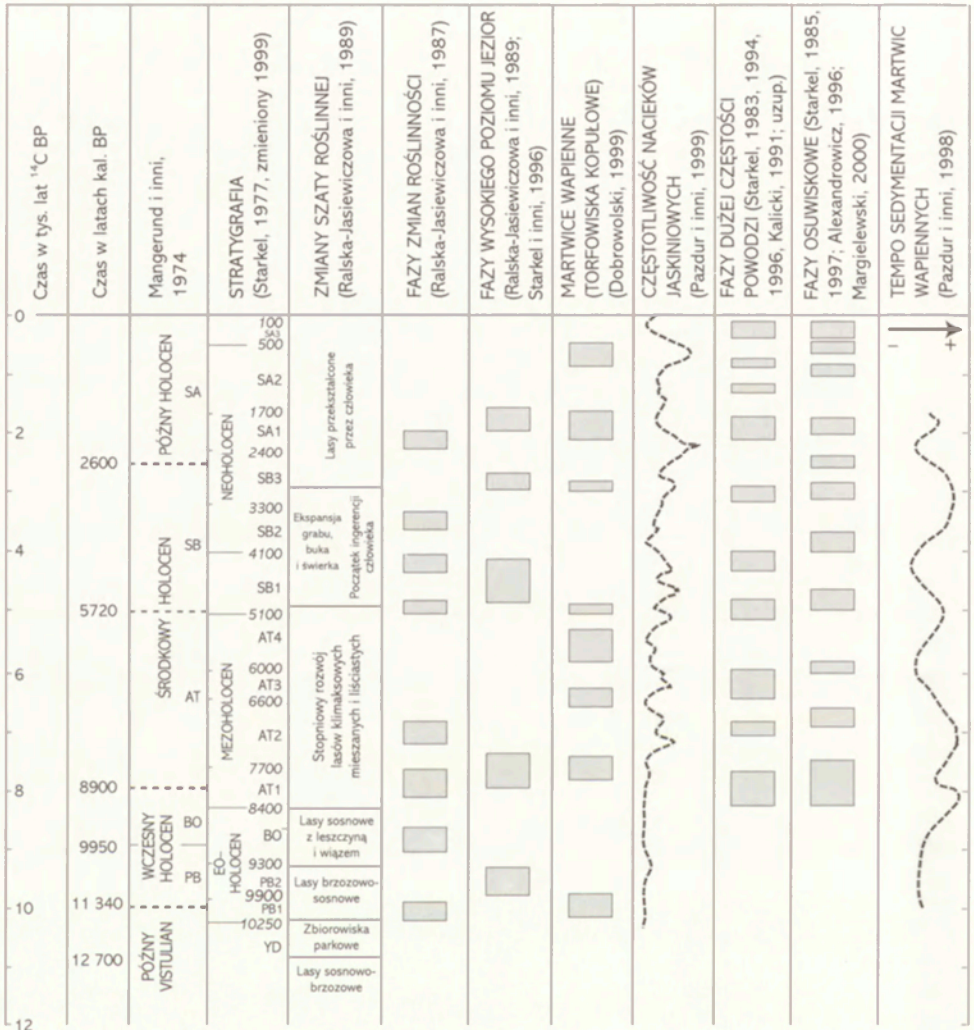




Ryc. 2. Schematyczny przekrój dna doliny Wisły poniżej Krakowa z kilkoma włozeniami aluwii z późnego vistulianu i holocenu (wg Kalickiego, 1991)  
 1 – podłoże mioceńskie, 2 – żwiry, 3 – żwiry z piaskami, 4 – piaski, 5 – mułki i inne osady wypełnień starorzeczy, 6 – gliniaste osady pozakorytowe,  
 7 – osady organiczne, 8 – less, 9 – obwałowania, 10 – datowane pnie drzew subfossilnych dębów

Schematic cross-section of the Vistula valley floor downstream of Cracow with several late Vistulian and Holocene alluvial fills (after Kalicki, 1991)  
 1 – Miocene substratum, 2 – gravels, 3 – gravels and sands, 4 – sands, 5 – silts and other deposits of paleochannel fills, 6 – loamy overbank deposits,  
 7 – organic deposits, 8 – loess, 9 – embankments, 10 – dated fossil oak trunks

4500–4200, 3300–3000, około 2800–2700, 2200–1800, 1500–1400, 1100–900 lat  $^{14}\text{C}$  BP oraz 1550–1850 lat AD (Starkel, red., 1990; Kalicki, 1991; Starkel, 1994a; Starkel i inni, 1991, 1996). Fazy te okazały się być synchroniczne z nasunięciami lodowców i obniżeniami pięter klimatyczno-roślinnych w Tatrach, z podniesieniami poziomu jezior i fazami powodzi w Europie Środkowej, z aktywnością sedymentacji węglanowej w jaskiniach i na stopniach martwic wapiennych (ryc. 3). Nawiązują one wyraźnie do okresów mniejszej aktywności promienio-



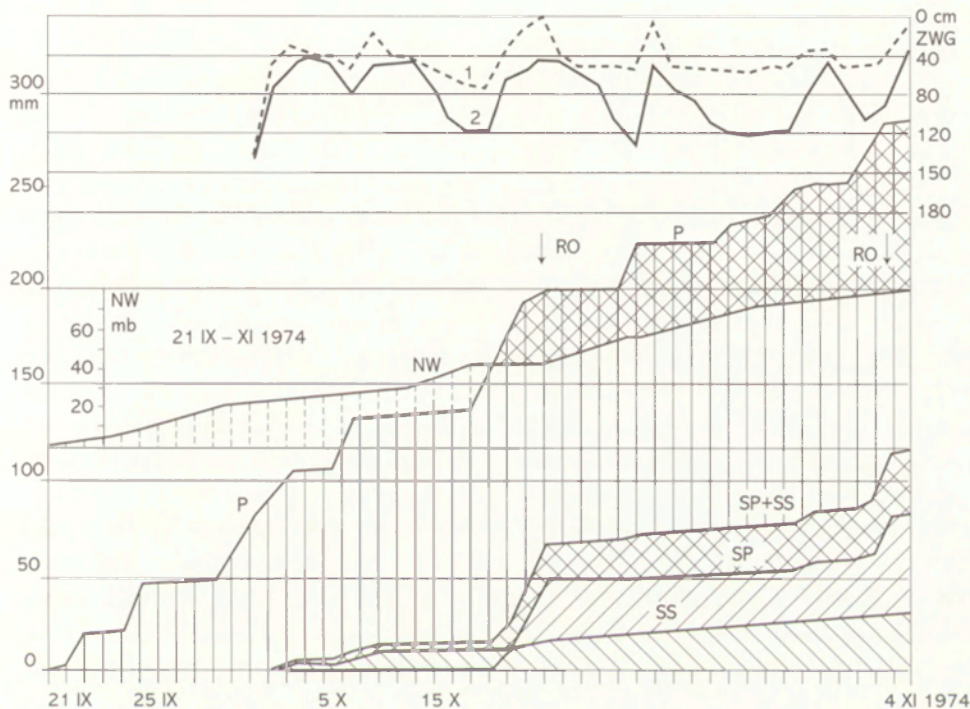
Ryc. 3. Synchroniczność zmian różnych zjawisk przyrodniczych uwarunkowanych klimatycznie w Polsce w holocenie (wg Starkla, 2001)

Synchronicity of various environmental changes in Poland controlled by climatic variations during the Holocene (after Starkel, 2001)



wania słonecznego (zarazem wzrostu produkcji  $^{14}\text{C}$ ), a także prawdopodobnie do nakładających się epizodów wzmożonej działalności wulkanicznej (Starkel, 1994a, 1999a, b, 2002).

4. Stwierdzenie bezpośredniego związku ożywienia denudacji gleb na stokach i działalności rzek z ingerencją człowieka. Wylesienie skarpy terasy lessowej w Pleszowie koło Krakowa i zarejestrowana w diagramie pyłkowym u podnóża skarpy uprawa zbóż około 6200 lat BP spowodowały niemal natychmiastową erozję gleb i okrycie torfu deluwiami (Wasylikowa i inni, 1985). Ekstensywna uprawa roli w południowej Polsce w okresie rzymskim znalazła oddźwięk w pogrubieniu frakcji osadów pozakorytowych i sięgającej aż po dolny bieg Wisły



Ryc. 4. Elementy obiegu wody na Stacji w Szymbarku w czasie wystąpienia osuwisk jesienią 1974 roku (wg Gila, 1997)

P – krzywa kumulatywna opadów w mm, SP – krzywa splywu powierzchniowego, SS – krzywa splywu śródglebowego SP+SS – suma odpływu wody, NW – krzywa niedosytu wilgotności (transpiracja), ZWG – zwierciadło wody gruntowej (1 – górna część stoku, 2 – dolna część stoku), RO – występowanie ruchów osuwiskowych (strzałka ciągła – silnych, przerywana – słabych).

Powierzchnia gęsto zasraflowana – nadmiar wody w gruncie

Elements of water circulation at Szymbark Research Station during the mass movements in Autumn 1974 (after Gil, 1997)

P – cumulative curve of precipitation in mm, SP – curve of overland flow, SS – curve of throughflow, SP+SS – total water outflow, NW – curve of moisture deficit (evapotranspiration), ZWP – ground water table (1 – upper part of slope, 2 – lower part of slope), RO – timing of mass movements (solid arrow – strong movement, dashed arrow – weak movement). The dense hachure indicates water surplus in the ground

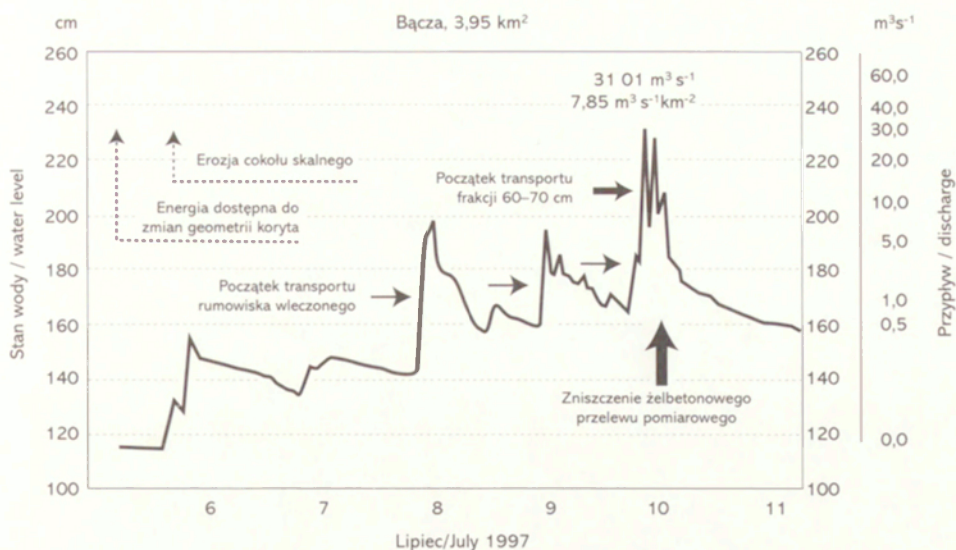
agradacji (Kalicki, 1991; Starkel, 2001). Wycięcie lasów dębowych na równinie zalewowej koło Krakowa (w I-II wieku AD) spowodowało dziczenie koryta i przykrycie ściętych pniaków grubymi aluwiami (Kalicki i Starkel, 1987; Kalicki, 1991). Podobnie stwierdzono, że kolonizacja dorzecza Solinki w Bieszczadach na pograniczu XV i XVI wieku zaznaczyła się niemal natychmiastową reakcją w postaci akumulacji glin powodziowych w dnach dolin (Starkel, 2001).

Badania mechanizmów współczesnych procesów obiegu wody i denudacji rozpoczął w 1956 roku T. Gerlach (1966) z inspiracji prof. Klimaszewskiego. Pomiary spłukiwania na stokach o różnym użytkowaniu w Jaworkach koło Szczawnicy wykazały, że spłukiwanie na uprawach okopowych jest 3- do 5-krotnie większe niż w lesie czy na łące. Ma to podstawowe znaczenie dla zrozumienia skali antropogenicznej erozji gleb w przeszłości.

Podjęte 10 lat później obserwacje na poletkach, stokach i w małych zlewniach na stacji w Szymbarku udowodniły, że wielkość spływu powierzchniowego wody zależy przede wszystkim od natężenia i czasu trwania opadu (Słupik, 1973, 1981), natomiast skala spłukiwania – nie tylko od użytkowania, ale szczególnie od obiegu wody na stoku (Gil, 1976, 1999). W czasie krótkotrwałych ulew spływ i spłukiwanie na stokach przeważa nad transportem w korycie, natomiast w czasie opadów rozlewnych przy przewodzie spływu śródpokrywowego dochodzi do koncentracji spływu w korycie (Gil, 1976) i uruchamiania osuwisk (Gil, 1997). Warunki progowe uruchomienia osuwisk i ich związki z rozkładem opadu, spływem śródpokrywowym i nasyceniem wodą zostały prześledzone na kilku monitorowanych stokach osuwiskowych (Gil i Kotarba, 1977; Thiel i inni, 1987 – ryc. 4). Badania te są kontynuowane w ramach europejskiego programu ALARM (Assessment of Landslides Risk and Mitigation in Mountain Areas).

Z kolei na stacji we Frycowej w zlewni potoku Homerka, założonej w 1971 roku przez W. Froehlich (1975), badając dostawę wody i rumowiska ze stoków do koryta wykazano istotną rolę dróg polnych i leśnych oraz rozbryzgu w dostawie wody i rumowiska do koryta (Froehlich, 1986; Froehlich i Walling, 1997), a równocześnie za pomocą analiz  $^{137}\text{Cs}$  w profilach glebowych stwierdzono znikome rozmiary spłukiwania na stokach (Froehlich i Walling, 1992). Zastosowanie metody akustycznej i znaczonych magnetycznie otoczków pozwoliło określić wartości progowe początku transportu całych ławic rumowiska dennego i początku erozji wgłębnej w górskim potoku (Froehlich, 1998; ryc. 5). Metody cezowa i ołowiowa zostały też wykorzystane do określenia tempa sedymentacji w Zbiorniku Rożnowskim (Froehlich i Walling, 1994) i jeziorach tatrzańskich (Kotarba i inni, 2002). Szczególną uwagę zwrócono na występowanie i rolę zdarzeń ekstremalnych. Impulsem podjęcia tych badań były zarówno lata z licznymi ulewami (Starkel, red., 1997, 1998), lata opadów rozlewnych i powodzi w 1970 i 1997 roku (Froehlich, 1975; Starkel i Grela, 1998), czy też lata nadmiernie wilgotne sprzyjające ożywieniu osuwisk (Gil, 1997). Rozróżnienie tych trzech typów opadów ekstremalnych istotnych dla przekształcania rzeźby było możliwe zarów-





Ryc. 5. Poziom wody i przepływ potoku Bącza na stacji badawczej we Frycowej w czasie powodzi w lipcu 1997 (wg Froehlich, 1998). Na diagramie zaznaczone wartości progowe transportu rumowiska i procesów morfodynamicznych koryta rzeki.

Flood water level and discharge in Bącza Creek at Frycowa Experimental Station during the flood in July 1997 (after Froehlich, 1998). The diagram indicates thresholds for sediment load and the morphodynamic processes shaping the river bed.

no dzięki badaniom prowadzonym na stacjach karpackich, jak i poznaniu skutków opadów ekstremalnych w Dardżylińskich Himalajach (Starkel, 1972, 1976). Sprzężenie monitoringu (Froehlich, 1998) z jednorazowymi obserwacjami skutków konkretnych wezbrań wykazało istotną rolę występujących po sobie w niewielkich odstępach zdarzeń w określaniu zmian trendu ewolucji koryt rzecznych (Baumgart-Kotarba, 1983; Soja, 1977). Opady i powódź lipcowa 1997 roku była w Polsce zdarzeniem wyjątkowym w skali stulecia ze względu na nałożenie się na opad rozlewny krótkotrwałych ulew o natężeniach do  $3 \text{ mm min}^{-1}$  (Starkel i Greła, red., 1998) z depozycją krewasową na równinach zalewowych (Gębica i Sokołowski, 2001). W tym czasie w Tatrach w piętrze alpejskim nie doszło do splywów gruzowych, ale opad ponad 220 mm w piętrze reglowym wywołał na zwietrzelinach nasyconych wodą nieobserwowane dotąd przekroczenia wartości progowych transportu grawitacyjnego zarówno na stokach, jak i w korytach potoków (Kotarba, 1998).

Zjawisku tzw. *clusteringu*, czyli serii zdarzeń występujących w krótkich odstępach czasu, poświęcono ostatnio w Zakładzie dużą uwagę w badaniach splywu i erozji gleb w rejonie Cherrapunji (Starkel i inni, 2002) i szybkiego przekształcania rzeźby fluwialnej przedpola Bhutańskich Himalajów w ostatniej dekadzie (Starkel i Sarkar, 2002; ryc. 6).



Ryc. 6. Porównanie dwóch obrazów satelitarnych z obrzeżenia Butańskich Himalajów w dorzeczu Pagli i Titi z grudnia 1996 (po dwóch zdarzeniach ekstremalnych) i listopada 1998 (po trzecim).

Comparison of two satellite images of the Bhutanese Himalayan margin in the catchment of the Pagli and Titi rivers, made in December 1996 (after two extreme events) and in November 1998 (after a third one).

Osobną uwagę zwrócono też na rolę współczesnej deflacji w wylesionych obszarach Dołów Jasielsko-Sanockich i Beskidu Niskiego, gdzie współcześnie w półroczu zimowym bywa wywiewane lub akumulowane po kilka i więcej cm warstwy glebowej (Gerlach i Koszarski, 1968; Gerlach, 1976).

### **Pogranicza badań paleogeograficznych i współczesnych procesów**

Pomiary stacjonarne opadów i przepływów rzek, badania lichenometryczne i dendroklimatologiczne, stare mapy i fotografie pozwalają przedłużyć wstecz do



XIX, a nawet XVIII wieku obserwacje procesów i ich geomorfologicznych skutków. Równocześnie datowania osadów z tego obszaru metodami metali ciężkich lub radioizotopowymi dostarczają istotnych danych o przebiegu procesów transportu i sedymentacji (Froehlich, 1999). Prowadzone w Zakładzie jeszcze w latach 70. przez K. Klimka badania (Klimek, 1974a, b) zwróciły uwagę na skalę dziczenia koryt w XVIII–XIX wieku i skalę depozycji (do 3 m). Powiązano je z wylesieniem i częstszymi powodziąmi w tzw. Małej Epoce Lodowej. Potwierdzeniem tego stały się pomiary lichenometryczne i inne w Tatrach, wskazujące na tworzenie licznych spływów gruzowych do połowy XIX w. (Baumgart-Kotarba i inni, 1990), jak też korelatne ogniwa gruboziarnistych osadów w jeziorach tatrzańskich (Kotarba i Baumgart-Kotarba, 1993) i rekonstrukcje dendroklimatologiczne (Bednarz, 1984) – rycina 7.

Badania współczesnych procesów zmierzają do weryfikacji roli klimatu i gospodarczej działalności człowieka w przemianach krajobrazu. Pozwoliły one m.in. wyjaśnić gwałtowny wzrost sedymentacji w okresie rzymskim (Kalicki, 1991, 2000; Starkel, 2001).

Do porównania roli różnych okresów bezleśnych zmierzały równoległe badania współczesnej zimowej deflacji gleb, peryglacialnych form deflacyjnych i tzw. lessów karpaccich w Dołach Jasielsko-Sanockich (Gerlach i Koszarski, 1968; Gerlach, 1990). W górach Changaju w Mongolii równoległe obserwacje efektów współczesnych procesów denudacyjnych i kopalnych form i pokryw pozwoliło na rekonstrukcję zmian pięter morfogenetycznych od ostatniego glacjału i określenie roli ingerencji człowieka w ostatnich tysiącleciach (Kowalkowski i inni, 1977; Kowalkowski i Starkel, 1984). Podjęto też badania wpływu współczesnej ingerencji człowieka na obieg wody (Soja, 2002) i procesy denudacyjne w piętrze alpejskim Tatr (Kozłowska i Rączkowska, 1999) oraz badania skutków pogłębiania koryt rzecznych, które prowadzi do przejmowania funkcji równiny zalewowej przez coraz niższe stopnie terasowe (Czyżowska, mat. niepublikowane).

Niekiedy osady kopalne stwarzają warunki do identyfikacji poszczególnych zdarzeń i ich zgrupowań (*clusteringu*) w czasie. Do takich stanowisk należy profil małego stożka w Podgrodziu, gdzie w blisko 6-metrowej serii osadów wyróżniono około 100 zdarzeń, które miały miejsce w czasie około 600 lat (Czyżowska, 1997).

Porównanie współczesnych procesów ze zmianami w przeszłości następuje wiele dotychczas nie rozwiązanych kwestii. Do takich należą: obecność wieloletniej zmarzliny w wysoko położonych kotłach Polskich Tatr (Kędzia i Mościcki, 2000), czy też anastomozujące koryto środkowej Narwi, które choć wiąże się ze współczesnym reżimem i pokrywą roślinną zarazem wydaje się być układem odziedziczonym z przeszłości (Gradziński i inni, 2000).

Przykłady badania zmian klimatu, stosunków wodnych, rzeźby i sedymentacji szczególnie w ostatnich 200 latach (por. Kotarba, 1995; Starkel, 1996; Froehlich, 1999; Soja, 2002) wskazują, że dwie grupy metod: paleogeograficznych





(geologicznych, historycznych) i rejestracji współczesnych procesów wspaniale się uzupełniają. Mogą one służyć do wzajemnej weryfikacji, a przez to do rekonstrukcji zdarzeń w przeszłości i określania tendencji współczesnych zmian.

Wyraźny wzrost częstości zdarzeń ekstremalnych w ostatnich latach, a także ograniczenie uprawy roli w górach, czynią problem prognozy zmian jednym z najbardziej istotnych. Odpowiedzi należy szukać zarówno w systematycznych pomiarach stacjonarnych, zwłaszcza w obszarach podlegających zmianom użytkowania, jak i w ciągach zdarzeń z przeszłości, zarejestrowanych i datowanych osadach i formach.

Prowadzenie w jednej placówce równolegle badań paleogeograficznych i monitorowania współczesnych procesów pozwala – przy zapewnieniu współpracy interdyscyplinarnej (osób spoza Zakładu) – zarówno na pełniejszą rekonstrukcję mechanizmów zmian w przeszłości, jak i na konstruowanie modeli zmian zachodzących współcześnie w środowiskach obszarów górskich i ich przedpola.

## Piśmiennictwo

- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 145.
- Baumgart-Kotarba M., Jonasson C., Kotarba A., 1990, *Studies of youngest lacustrine sediments in the High Tatra Mountains, Poland*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 24, s. 161–177.
- Bednarz Z., 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741 to 1965*, *Dendrochronologiae*, 2, s. 63–72.
- Czyżowska E., 1997, *Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu borealu i atlantyku w osadach stożka napyłwowego w Podgrodziu*, Dokumentacja Geograficzna, 5.
- Dziewański J., Starkel L., 1962, *Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie*, Prace Geograficzne, IG PAN, 36.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 114.

Ryc. 7. Spływy gruzowe i zmiany różnych parametrów środowiska w piętrze Wysokich Tatr nad górną granicą lasu w okresie 1770–1890 (wg Kotarby, 1995).

A – wskaźnik zapylenia i erupcji wulkanicznych (Lamb, 1970), B – średnia temperatura czerwca–lipca w Zakopanem mierzona i rekonstruowana (za Niedźwiedziem, 1992 i Bednarzem, 1984), C – krzywa przyrostu słoju limby (za Bednarzem, 1975), D – liczba spływów gruzowych (ekstremalne oznaczone strzałką), E – trzęsienia ziemi w rejonie Tatr (za Pagaczewskim, 1972).

Debris flows and variations in different environmental parameters in the vertical zone above the upper forest limit in the High Tatras over the period 1770–1990 (after Kotarba, 1995).

A – dust veil index and greater volcanic eruption (from Lamb, 1970),

B – mean June–July air temperatures in Zakopane, recorded and reconstructed (from Niedźwiedź, 1992 and Bednarz, 1984), C – mean growth curves for *Pinus cembra* (from Bednarz, 1975), D – number of debris flows (arrows – most extreme),

E – earthquake events in the Tatra area (from Pagaczewski, 1972).

- , 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwiętrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 143.
- , 1986, *Influence of the slope gradient and supply area on splash*, Zeitschrift für Geomorphologie. Supplement, 60, s. 105–114.
- , 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r. Materiały konferencji, Kraków, 7–9 maja 1998 r.*, Oddział PAN, Kraków, s. 133–144.
- , 1999, *Mechanizm i natężenie procesów erozji, transportu i sedymentacji powodziowej w świetle badań metodami klasycznymi, radioizotopowymi i magnetycznymi*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, UAM Poznań-Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 33–41.
- Froehlich W., Walling D., 1992, *The use of radionuclides in investigations of erosion and sediment delivery in the Polish Carpathians*, [w:] *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions. Proceedings of the Chengdu Symposium, July 1992*, IAHS Publication, 209, s. 61–76.
- , 1994, *Use of Chernobyl-derived radiocaesium to investigate contemporary overbank sedimentation over the floodplains of Carpathian rivers*, [w:] *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport. Proceedings of the Canberra Symposium*, IAHS Publication, 224, s. 161–169.
- , 1997, *The role of unmetalled roads as a sediment source in the fluvial systems of the Polish Carpathians*, IHAS Publication, 245, s. 159–168.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarcka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie)*, Prace Geograficzne, IG PAN, 52.
- , 1976, *Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych*, Prace Geograficzne, IG PAN, 122.
- , 1990, *Ewolucja młodoczwartorzędowych zbiorników jeziornych centralnej części Dolów Jasielsko-Sanockich*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 24, s. 119–160.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpołu Beskidu Niskiego*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 2, 1968, s. 85–114.
- 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.
- Gębica P., Sokołowski T., 2001, *Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71, s. 53–62.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, *Dokumentacja Geograficzna*, 2.
- , 1997, *Meteorological and hydrological conditions of landslides, Polish Flysch Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31, s. 143–158.
- , 1999, *Obieg wody i splukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, *Zeszyty IGiPZ PAN*, 60.
- Gil E., Kotarba A., 1977, *Model of slide evolution in flysch mountains (an example drawn from the Polish Carpathians)*, *Catena*, 4, 3, s. 233–248.
- Gilewska S., 1963, *Rzeźba progów środkowotriasowego w okolicy Będzina*, Prace Geograficzne, IG PAN, 44.
- , 1972, *Wyżyny Śląsko-Malopolskie*, [w:] M. Klimaszewski, R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski t. I*, PWN, Warszawa, s. 232–239.
- , 1987, *The Tertiary environment of Poland*, *Geographia Polonica*, 53, s. 19–41.
- , 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.



- Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Kędzior A., Gradziński M., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2000, *Anastomosing system of the upper Narew river, NE Poland*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70, s. 249–259.
- 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*, *Geographical Studies, Special Issue, IGiPZ PAN*, 6, s. 11–37.
- , 2000, *Grain size of the overbank deposits a carries of paleogeographical information*, *Quaternary International*, 72, s. 107–114.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geographical Studies, Special Issue, IGiPZ PAN*, 4, s. 51–70.
- Kędzia S., Mościcki J. W., 2000, *The multiannual permafrost occurrence in the High Tatra Mountains, Kožia Valley, case study*, [w:] *Geomorphology of the Carpatho-Balkan Region, Proceedings of the Carpatho-Balkan Conference, Baile Herculane, Romania 11–17.10.1998*, red. D. Balteanu i inni, Bucuresti, s. 100–106.
- Klimaszewski M., 1956, *The principles of the geomorphological survey of Poland*, *Przegląd Geograficzny*, 28 (supplement).
- , 1971, *The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians)*, *Folia Quaternaria*, 38.
- , 1980, *Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski (The absolute age of relief of the Polish territory)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 14, s. 3–16.
- Klimaszewski M. (red.), 1963, *Problems of geomorphological mapping*, *Prace Geograficzne, IG PAN*, 46.
- Klimaszewski M., Galon R. (red.), 1972, *Geomorfologia Polski*, PWN, Warszawa.
- Klimek K., 1974a, *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (South Poland)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 8, s. 137–159.
- , 1974b, *The retreat of alluvial banks in the Wisłoka valley (South Poland)*, *Geographia Polonica*, 28, s. 59–75.
- Kotarba A., 1992, *Natural environment and landform dynamics of the Tatra Mountains*, *Mountain Research and Development*, 12, 2, s. 105–129.
- , 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, *Questiones Geographicae, Special Issue*, 4, s. 177–183.
- , 1997, *Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 2, s. 191–204.
- , 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach III*, *Dokumentacja Geograficzna*, 12, s. 9–23.
- Kotarba A., Baumgart-Kotarba M., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach*, *Dokumentacja Geograficzna*, 4-5, s. 45–61.
- , 1997, *Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland*, *Paleoklimaforschung*, 19, Special Issue ESF Project.
- Kotarba A., Łokas E., Wachniew P., 2002, *<sup>210</sup>Pb dating of young Holocene sediments in high-mountain lakes of the Tatra Mountains*, *Geochronometria*, 21, s. 73–78.
- Kowalkowski A., Pękala K., Starkel L., 1977, *The role of climate and man's interference in shaping the relief and soils of the southern slope of the Khangai Mts*, *Folia Quaternaria*, 49, s. 115–144.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1984, *Altitudinal belts of geomorphic processes in the Southern Khangai Mts (Mongolia)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 18, s. 95–115.

- Kozłowska A. B., Rączkowska Z., 1999, *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 174.
- Niedzialkowska E., Skubisz A., Starkel L., 1977, *Lithology of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgradzie upon Wisłoka river*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11, s. 89–100.
- Slupik J., 1973, *Zróźnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokumentacja Geograficzna, 2.
- , 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 142.
- Soja R., 1977, *Deepening of channel in the hight of the cross profile analysis*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11, s. 127–138.
- , 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w Karpatach*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 186.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geograficzne, IG PAN, 22.
- , 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*, Prace Geograficzne, IG PAN, 50.
- , 1969, *l'evolution des versants des Carpates a flysch au Quaternaire*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 18, s. 349–379.
- , 1972, *The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, *Geographia Polonica*, 21, s. 103–147.
- , 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, [w:] E. Derbyshire (red.), *Geomorphology and Climate*, J. Wiley, Chichester, 203–246.
- , 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- , 1980, *Erozja gleb a gospodarka wodna w Karpatach*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 235, s. 103–118.
- , 1983, *The reflection of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 213–237.
- , 1987, *The role of the inherited forms in the present-day relief of the Polish Carpathians*, [w:] V. Gardiner (red.), *International Geomorphology, II*, J. Wiley, Chichester, s. 1033–1045.
- , 1994a, *Frequency of floods during the Holocene in the upper Vistula Basin*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 27–28, s. 3–13.
- , 1994b, *Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie w latach 1953–1993*, *Przegląd Geograficzny*, 66, 3–4, s. 263–284.
- , 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, s. 21–38.
- , 1997a, *Mass movements during the Holocene: Carpathian example and the European perspective*, *Paleoklimaforschung*, 19, Special Issue, *ESF Project European Palaeoclimate and Man*, 12, G. Fischer Verlag, s. 385–400.
- , 1997b, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku)*, Dokumentacja Geograficzna, 8
- , 1998, *Frequency of extreme hydroclimatically – induced events; a key to understanding environmental changes in the Holocene*, [w:] A. S. Issar, N. Brown (red.), *Water, Environment and Society in Times of Climatic Changes*, Kluwer Publ., Dordrecht, s. 273–288.
- , 1999a, *8500–8000 yrs BP humid phase – global or regional?*, *Science Reports of Tohoku University 7th Series, Geography*, 49, 2, s. 105–133.
- , 1999b, *Space and time scales in geomorphology*, *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement*, 115, s. 19–33.



- , 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie, 2, IGiPZ PAN, Warszawa.
- , 2002, *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems)*, Quaternary International, 91, s. 25–32.
- 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*, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 87–99.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996, *Hydrological changes of valley floors in the upper Vistula Basin during Late Vistulian and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, VII*, Geographical Studies, Special Issue, 9, Continuo, Wrocław, 7–128.
- Starkel L., Sarkar S., 2002, *Different frequency of threshold rainfalls transforming the margin of Sikkimese and Bhutanese Himalaya*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, s. 51–67.
- Starkel L., Singh S., Soja R., Froehlich W., Syiemlieh H., Prokop P., 2002, *Rainfall, runoff and soil erosion in the extremely humid area around Cherrapunji, India*, Geographia Polonica, 75, 1, s. 43–65.
- Starkel L. (red.), 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski, 1: 500 000* (oprac. zespołowe), IGiPZ PAN, Warszawa.
- , 1990, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III*, Geographical Studies, Special Issue, IGiPZ PAN, 5.
- , 1998, *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokumentacja Geograficzna, 11.
- Starkel L., Basu S. (red.), 2000, *Rains, landslides and floods in the Darjeeling Himalaya*, Indian National Science Academy, New Delhi.
- Starkel L., Grela J. (red.), 1998, *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku. Materiały konferencji: Kraków, 7–9 maja 1998 r.*, Oddział PAN w Krakowie, Kraków.
- Thiel K. (red.), 1989, *Kształtowanie fliszowych stoków karpackich przez ruchy masowe*, Alma Press, Gdańsk-Kraków.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by Neolithic man*, Przegląd Archeologiczny, 33, s. 19–55.
- Wit-Józwick K. (red.), 1964, *Instrukcja opracowania mapy hydrograficznej Polski, 1: 50 000*, Wyd. 3, Dokumentacja Geograficzna, 3.

[Wpłynęło: maj 2003 r.]

LESZEK STARKEL

PARALLEL STUDIES ON PALAEOGEOGRAPHY AND PRESENT-DAY  
HYDROGEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE ACTIVITY  
OF THE DEPARTMENT OF GEOMORPHOLOGY AND HYDROLOGY  
IGSO PAS IN CRACOW

The Department of Geomorphology and Hydrology of Mountains and Uplands in Cracow founded in November 1953 by M. Klimaszewski started its activity with geomorphological and hydrographic mapping. Later two distinct research directions developed:

- paleogeomorphological and paleogeographical studies concentrated on relief evolution and environmental changes in the late Tertiary and Quaternary;
- dynamic studies on present-day water cycle and geomorphic processes, concentrated on monitoring at three field stations in the Carpathians.

A specific feature of our activity is the integrated approach to both directions. The study of present-day processes, and forms and sediments created by them, helps to reconstruct the mechanisms, directions and rate of changes in the past. And *vice versa*, the study of sediments and forms inherited from the past helps us recognise long-term tendencies and better understand the spatial diversity of geoeosystems. The interface between the two directions to research seems especially valuable as we try to predict future environmental changes.



### Ósemka młodych krakowiaków wśród pierwszej załogi Instytutu Geografii PAN

Na wstępie warto uściślić pojęcia. Mówimy o okresie lat pięćdziesiątych, gdy powstawał Instytut Geografii PAN. Wśród osób tworzących Instytut znaleźli się nie tylko „importowani” z Krakowa, prof. Stanisław Leszczycki, jego ówczesny asystent mgr Bogodar Winid i tworzący krakowski oddział prof. Mieczysław Klimaszewski. Nową placówkę zasilili ludzie młodzi i to pochodzący z jednego rocznika studiów.

W 1949 roku na studia geograficzne na UJ przyszedł rocznik osób w różnym wieku, od 18 do 25 lat, bo wielu zdawało maturę z opóźnieniem mając długą przerwę w nauce w okresie wojny. Równocześnie z Wrocławia przeniósł się do Krakowa 40-letni prof. Mieczysław Klimaszewski, który niedługo potem zainicjował zespołowe kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne. Równoległe dr Władysław Milata rozpoczął badania klimatu Krakowa, a dr Karol Bromek – kartowanie użytkowania ziemi Krakowa. Nowy rocznik studiował według nowego programu 4,5-letniego. Mieliśmy duży zapał, uczestniczyliśmy w różnych badaniach, ja także zdobywałem szlify klimatologa i geografa ekonomicznego... Obok więzi koleżeńskiej wywiązała się też nić przyjaźni i bliskiej współpracy z naszymi nauczycielami. Szczególną rolę odgrywały wspólne kursy i badania terenowe. Nie zapomnę nigdy przeciągających się do godziny 22–23 dyskusji naukowych na nadobowiązkowych zebraniach tzw. pracowni geomorfologicznej czy pracowni hydrograficznej. A potem z wywieszonym językiem bieg do tramwaju, bo o 23<sup>00</sup> cieć zamykał bramę i trzeba było płacić z ubogiej kieszeni studenckiej za jej otwarcie.

Działalność naukowa i prace terenowe poniekąd zastępowały życie kulturalne i towarzyskie w mrocznych latach stalinowskich. I nagle przyszedł rok 1952 i rozbił nasz rocznik. Zarządzeniem centralnym specjalizacja czyli drugi stopień studiów magisterskich miała odbywać się w wybranych ośrodkach uniwersyteckich, zostały ustalone osobowe limity. W Krakowie pozostała tzw. geografia fizyczna, w ramach której mogły rozwijać się kierunki – geomorfologiczny i hydrograficzny.

Chcący specjalizować się w klimatologii i geografii ekonomicznej musieli przenieść się do Warszawy, kartografowie do Wrocławia. Ale mimo rozdziału postanowiliśmy szukać każdej nadarzającej się okazji do spotkania.

Jesienią 1953 roku, tuż przed zakończeniem studiów w lutym 1954 powołany został Instytut Geografii PAN z pracownikami terenowymi. Pojawiły się nagle interesujące miejsca pracy poza przydziałowymi w szkole. Organizujący nowe zakłady IG PAN profesorowie uczelniani naturalną koleją sięgnęli przede wszystkim do kończących studia uczniów. W ten sposób już jesienią 1953 r. wśród nowej kadry Instytutu znalazły się cztery osoby z „zaciągu krakowiaków AD 1949”, w następnym trzy kolejne. Łącznie uzbierało się

ośmioro, którzy razem rozpoczęli studia w Krakowie. Największa grupa spośród około 30 osób, które ukończyły studia magisterskie. Liczebnie drugi zespół 6-osobowy znalazł zatrudnienie w formie powołania do wojska w Wojskowych Zakładach Kartograficznych w stolicy.

W Zakładzie Klimatologii IG PAN zostali zatrudnieni od 15 października 1953 r. mgr Teresa Kozłowska-Szczęsna i mgr Józef Skoczek. Teresa brała początkowo udział w badaniach topoklimatu i bilansu promieniowania, kierowanych przez prof. Janusza Paszyńskiego. Później po uzyskaniu stopnia doktora w 1962 i doktora habilitowanego w 1971 r. rozwinęła badania z zakresu bioklimatologii człowieka, bioklimatu uzdrowisk i miast, inicjując, szczególnie po uzyskaniu tytułu profesora w 1987 roku, badania zespołowe, redagując monografie i stając się w tych specjalnościach niewątpliwym autorytetem. W latach 1995–2002 kierowała Zakładem Klimatologii IGiPZ PAN, pełniąc równocześnie obowiązki zastępcy dyrektora Instytutu ds. naukowych.

Mgr Józef Skoczek pracował w Zakładzie Klimatologii przez 42 lata w zespole badającym bilans promieniowania, prowadząc badania topoklimatyczne na stacjach naukowych Instytutu, szczególnie w Borowej Górze, a po doktoracie w 1968 roku organizując pionierskie badania ekspedycyjne, m.in. w Wietnamie i Mongolii.

Specjalizację z geografii ekonomicznej ukończyli m.in. mgr Roman Szczęsny i mgr Zuzanna Siemek. Romek zainteresował się problematyką geografii rolnictwa i w Zakładzie Geografii Rolnictwa pod kierunkiem prof. Jerzego Kostrowickiego pracował od 15 października 1953 aż do emerytury (31 XII 1999), a praktycznie aż do przedwczesnej śmierci 28 XII 2001 roku. W zakładzie tym uzyskiwał kolejne stopnie i tytuły naukowe (dr 1963, dr hab. 1988, prof. 1993), kierując zakładem w latach 1988–1999. Rozwijając metodę kartowania użytkowania ziemi wniósł wkład w opracowanie typologii rolnictwa polskiego i europejskiego, a także inicjując badania przemian polskiego rolnictwa w okresie transformacji.

Mgr Zuzanna Siemek specjalizowała się w geografii ekonomicznej świata, pracując od kwietnia 1954 do sierpnia 1988 r. w Zakładzie Geografii Światowych Problemów Rozwoju. Jej badania koncentrowały się na problemach urbanizacji w krajach Trzeciego Świata. Z dużym poświęceniem pełniła obowiązki sekretarza naukowego kolejno kilku wydawnictw Instytutu.

W Pracowni Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn (później Zakładzie) w Krakowie zostałem zatrudniony przez prof. M. Klimaszewskiego jako pierwszy asystent od listopada 1953 r.; w latach 1968–2002 kierowałem tym zakładem równocześnie przechodząc kolejne szczeble kariery naukowej (dr 1959, dr hab. 1964, prof. nadzw. 1971, prof. zwyczaj. 1979). Obok tradycyjnego kartowania rozwinąłem kierunek badań paleogeograficznych (szczególnie holocenu), organizując krajowe i międzynarodowe zespoły badawcze. Równocześnie rozwijałem kierunek badań procesowych tworząc stację naukową w Szymbarku i prowadząc wieloletnie badania skutków ekstremalnych opadów w monsunowym klimacie Indii.

W marcu 1954 roku w krakowskiej pracowni znalazła zatrudnienie hydrografka mgr Krystyna Wit, uczestniczka Powstania Warszawskiego, która przejęła kierowanie kartowaniem hydrograficznym w południowej Polsce (do końca lat 60.). Była współautorką i głów-



nym redaktorem instrukcji do szczegółowej mapy hydrograficznej Polski. Sama opublikowała mapę i tekst do mapy hydrograficznej Tatr Wysokich i ich przedpola. Przed odejściem na emeryturę prowadziła z oddaniem redakcję techniczną tomu *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, wydanego w 1991 roku.

Jesienią 1954 roku uzyskała stypendium doktoranckie, a następnie przeszła na etat w 1957 r. i pracowała w Zakładzie do końca 1990 r., mgr Sylwia Gilewska, wszechstronnie uzdolniona. Współdziałała z prof. Klimaszewskim w redagowaniu legendy do szczegółowych map geomorfologicznych Polski i świata, sama prowadząc badania ewolucji rzeźby Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (doktorat w 1962 roku), a szczególnie obszarów krasowych. Współtworzyła przeglądową mapę geomorfologiczną Polski i współredagowała *Geografię Polski*.

Na początku 1958 roku została zatrudniona w Zakładzie Krakowskim mgr Zofia Jastrzębska, dotychczas uczestnicząca w kartowaniu hydrograficznym. Przez 35 lat prowadziła sprawy administracyjno-organizacyjne Zakładu.

Z tego przeglądu wynika, że zbiegiem różnych okoliczności 8-osobowy zespół osób z jednego rocznika studiów krakowskiej Alma Mater odegrał chyba dość istotną rolę w rozwoju organizacyjnym i życiu naukowym Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Troje z nas uzyskało tytuł profesora, a pięcioro wniosło znaczący wkład w rozwój nowych kierunków badań, nie tylko na polu krajowym.

Ale co równie ważne, pokolenie dzisiejszych 70-latków cechował wielki zapał i zaangażowanie. Otrzymując bardzo skromne wynagrodzenie przez pierwsze dziesięciolecie pracowaliśmy bez wytchnienia od rana do wieczora, nie do pomyślenia była wieloletowość, gdy nie starczało czasu na pracę na jednym etacie. Ten wielospecjalistyczny zespół, rocznika 1949, rozproszony po różnych zakątkach kraju utrzymywał żywe towarzyskie kontakty i stara się dalej je utrzymywać, choć wykruszają się poszczególne ogniwa.

Na 25-lecie ukończenia studiów spotkaliśmy się w Mogilanach pod Krakowem, by opowiedzieć o swoich osiągnięciach i klęskach, każdy z osobna. Był z nami nasz stary Mistrz, Profesor Klimaszewski, który też złożył nam bardzo wzruszające, bo szczerze sprawozdanie ze swego 25-lecia. Mija właśnie 50 lat istnienia Instytutu, a także 50 lat od ukończenia studiów. Musimy się spotkać znowu, choć w bardzo uszczuplonym gronie.

*Leszek Starkel*  
IGiPZ PAN, Kraków





Krystyna Wit-Jóźwik  
1922–2003



Pożegnaliśmy Krysię 27 sierpnia na Cmentarzu Bródnowskim w Warszawie. Urodziła się 15 maja 1922 roku w Maciejowicach koło Garwolina w rodzinie kolejarskiej, która potem przeniosła się do Warszawy. Przed wojną zdążyła ukończyć gimnazjum i zdać tzw. małą maturę. W czasie wojny pracowała w Izbie Rzemieślniczej, a w latach 1942–1944 była łączniczką Armii Krajowej. Krysią nie lubiła mówić o swej trudnej młodości. Choroba ojca zmusiła ją do pracy, ale w 1946 r. złożyła egzamin maturalny. W roku 1948 przeniosła się do Krakowa, podjęła pracę i studia na Uniwersytecie Jagiellońskim w zakresie nauk społecznych, a w 1949 rozpoczęła studia na geografii.

Była zaangażowana w działalność społeczną. W 1951 roku włączyła się czynnie w kartowanie hydrograficzne, organizowane przez prof. Mieczysława Klimaszewskiego, podejmując opracowanie mapy hydrograficznej Białego Dunajca na terenie Podhala i Tatr. Jak napisał w swej opinii w 1954 r. prof. Klimaszewski, „w czasie studiów odznaczała się wielką pracowitością, dokładnością, wytrwałością oraz zamięłowaniem do pracy naukowo-badawczej”. I dalej:... „jest bardzo poważna, koleżeńska, uczynna i cieszy się dużym uznaniem wśród koleżanek i kolegów”.

Po obronie pracy dyplomowej została zatrudniona z dniem 1 marca 1954 r. w Pracowni (później w Zakładzie) Geomorfologii i Hydrografii Instytutu Geografii PAN w Krakowie, w którym przepracowała na pełnym etacie 30 lat, a następnie pracowała na połowie etatu do końca 1991 roku. W 1960 roku poślubiła Jerzego Jóźwika, również geografa.

Krysią została drugim asystentem nowo powstałej Pracowni i na jej głowie była organizacja kartowania hydrograficznego w ośrodku krakowskim, w którym uczestniczyło co roku 20–30 osób, a także koordynacja badań w całej południowej Polsce. Krysią rzuciła się w wir pracy organizacyjnej – ekspedycja Bieszczadzka w 1954 roku, potem badania w GOP Równocześnie sama prowadziła kartowanie i opracowywała wyniki badań zespołowych. W 1957 r. ukazała się *Charakterystyka hydrograficzna Regionu Podtatrzańskiego* jej autorstwa, wykonana pod kątem potrzeb planowania regionalnego, a w 1960 roku opublikowała razem z Z. Ziemińską – *Hydrografię Tatr Zachodnich*.

W 1962 ukazał się atlas hydrograficzny GOP-u z rozległym opracowaniem tekstowym, którego była współautorką.

Krysia ma jednak chyba największy wkład w instrukcję do szczegółowej mapy hydrograficznej Polski. Jeśli prof. Klimaszewski był inicjatorem i ojcem mapy, to instrukcja do mapy była dzieckiem Krysi. Ona organizowała faktycznie zebrania zespołu redakcyjnego, uzgadniała sygnatury, objaśniała wyróżnienia.

Kolejne wydania instrukcji ukazały się w latach 1954 i 1958. Później gdy podjęto w latach 70. starania o nową formę i strukturę kartowania hydrograficznego, Krystyna była konsultantem zespołu.

Sama opracowała wzorowo ze wspaniałym objaśnieniem arkusza mapy Tatry Wysokie (1974). Równocześnie opracowała południowo-wschodnią część Polski do przeglądowej mapy hydrograficznej 1:300 000 realizowanej pod kierunkiem prof. R. Galona i mgr. T. Celmera.

Krysia swoją pracowitością, dokładnością i zapałem tworzyła klimat Krakowskiego Zakładu. Będąc aż nadto wymagającą wobec siebie i samokrytyczną nie doprowadziła do końca zaawansowanej rozprawy doktorskiej.

Mgr Wit-Józwiak może być przykładem zaangażowanego badacza, który miał wielki wkład w rozwój nauki, w organizację warsztatu naukowego, ale który nie kładł głównego nacisku na zdobywanie laurów i stopni naukowych

Krysia była słabej kondycji fizycznej, ale nie poddawała się i pokonywała trudności. W pracy i w służbie bliźnim była bezinteresowna. Cieszyła się z sukcesów Zakładu także wówczas, gdy już nie mogła jeździć w teren i w latach 80. z dużym oddaniem prowadziła biblioteczkę i archiwum Zakładu.

Mam wobec Krystyny osobisty dług wdzięczności... Gdy u schyłku lat 80. podjąłem opracowanie zbiorowej monografii *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, Krysia wzięła na siebie trud redakcji technicznej tego dzieła. Bez jej zaangażowania, pedantycznej sumienności i wytrwałości jego wydanie nie doszłoby do skutku.

Krysia była niczym „Siłaczka” Żeromskiego, mierząca siły na zamiary; choć sama krusza, potrafiła innym pomóc i być oparciem w trudnych chwilach. Mieliśmy szczęście z Nią pracować. Do ostatnich miesięcy interesowała się żywo działalnością Zakładu i życiem Koleżanek i Kolegów.

Odeszła po długiej, ciężkiej chorobie. Pozostawiła po sobie trwałe ślad w polskiej hydrografii i hydrologii.

*Leszek Starkeł*  
IGiPZ PAN, Kraków



**Marton Pecsí**  
**1923–2003**

Profesor Marton Pecsí, wieloletni dyrektor Instytutu Geografii Węgierskiej Akademii Nauk, zmarł 23 stycznia 2003 roku w 80 roku życia. Profesor Pecsí był światowej sławy badaczem lessów i innych osadów czwartorzędowych, a zarazem geomorfologiem.

Profesora Pecsiego poznałem w czasie Kongresu INQUA w Polsce w 1961 r. Ostatni raz spotkałem Go w lipcu 2001 na Sympozjum Komisji Paleohydrologii Kontynentalnej INQUA w Krasnojarsku nad Jenisejem na Syberii, które organizował także niedawno zmarły Prof. Anatol Jamskić. Zostaliśmy z Martonem zakwaterowani w pokojach bliźniaczych w domu akademickim w Krasnojarsku. Była zatem możliwość rozmawiania codziennie o różnych problemach naukowych i wspominania dawnych kontaktów. Marton przyjechał z jednodniowym opóźnieniem. Zdradził mi w sekrecie, że przed paroma dniami opuścił szpital, gdzie miał wymieniany rozrusznik serca. Lekarz zalecił mu nie opuszczać domu przez 4–5 dni. Dokładnie piątego dnia po operacji Prof. Pecsí odleciał z Budapesztu przez Moskwę do Krasnojarska, bo bardzo chciał wziąć udział w imprezie, która była połączona z 8-dniową wycieczką wzdłuż Jeniseja aż do Tuwy. Frapowały go odkrywki osadów rzecznych i lessowych, niektóre z nich uprzednio już badał. Niestety po pierwszej nocy w namiocie nie czuł się najlepiej i nakłoniono Go, aby zatrzymał się w hotelu w Abadanie (stolicy Autonomicznej Republiki Chakaskiej) i czekał tam na nasz powrót po 4 dniach z Kizylu. Wręczył mi dwa filmy i prosił, aby zrobić mu jak najwięcej fotografii na całej trasie wycieczki.

Profesor Pecsí urodził się 29 grudnia 1923 roku w Budapeszcie. Studiował geografię i geologię na Uniwersytecie Budapeszteńskim, który ukończył w 1949 r. pod kierunkiem prof. Bulli. Od roku 1966 prowadził na Uniwersytecie regularne wykłady. W 1952 został zatrudniony w nowym Instytucie Geografii Węgierskiej Akademii Nauk.

W 1963 roku powołano Go na dyrektora tego Instytutu. Kierował nim do 1991 r., rozwijając różne kierunki badań, szczególnie w zakresie geomorfologii i geologii czwartorzędowej. Instytut wzbogacił się też w nowoczesną aparaturę do druku wielobarwnych map. Dzięki badaniom Profesora Pecsiego i jego zespołu badania węgierskie stały się nie tylko znane, ale i wysoko cenione w świecie naukowym.

Marton Pecsí już w 1965 r. został wybrany członkiem korespondentem Węgierskiej Akademii Nauk, a w 1976 członkiem rzeczywistym. Wśród jego ponad 350 publikacji na wyróżnienie zasługują: monografia ewolucji przełomowej doliny Dunajca (1959), geografia Węgier (1960), less i epoka plejstocenu (1991), syntezy czwartorzędowej Węgier, przeglądowa mapa geomorfologiczna Węgier oraz mapa geomorfologiczna Karpat i dorzecza Dunaju (powstała przy udziale polskich geomorfologów). Profesor Pecsí inspirował i koordynował opracowanie szczegółowej mapy geomorfologicznej Węgier, był autorem i redaktorem całego szeregu map osadów czwartorzędowych i map paleogeograficznych. Był również redaktorem serii monografii regionów krajobrazowych Węgier.

Pozycję międzynarodową zdobył dzięki fundamentalnym badaniom nad litologią, genezą i wiekiem lessów w Europie Środkowej i na całym świecie, stosując nowoczesne metody mineralogiczne i oznaczania wieku bezwzględnego osadów. Równie znane były Jego studia nad rolą ruchów tektonicznych i zmian klimatu w ewolucji dolin rzecznych poprzez równoległe badanie poziomów zrównań i teras w obrębie wydzwigniętych średniogórzy i osadów korelatnych w kotlinach zapadliskowych.

Profesor Peci należał do najaktywniejszych organizatorów międzynarodowego życia naukowego, uczestnicząc w pracach wielu komisji i w programach badawczych. Szczególnie wiele zawdzięczają Mu Komisje Międzynarodowej Asocjacji Czwartorzędu INQUA: był współorganizatorem Komisji Badania Lessów INQUA, przewodnicząc jej w latach 1977–1991, później zaś był współprzewodniczącym Komisji Paleogeograficznej INQUA.

Jeszcze w latach 1960. pracował aktywnie w Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG, nie tylko opracowując i redagując wyżej wspomniane mapy, ale również będąc autorem oryginalnej legendy i koncepcji map geomorfologiczno-bonitacyjnych.

Na szczególne podkreślenie zasługuje Jego wielka aktywność w Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej od początku jej powstania w 1963 r. na Sympozjum w Krakowie i Bratysławie. W latach 1980. był przewodniczącym tej Komisji i organizował dwa Sympozja na Węgrzech. Plonem Jego pracy jest przeglądowa mapa geomorfologiczna karpacko-bałkańskiego łuku górskiego w skali 1:500 000, wykonana na podstawie materiałów dostarczonych przez geomorfologów ze wszystkich krajów. Od początku powstania w Krakowie rocznika *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* w 1961 r. był członkiem jego komitetu redakcyjnego, publikując w Studiach kilka prac i dbając o dostarczanie materiałów do redakcji przez innych autorów węgierskich.

Jego dorobek naukowy i organizacyjny był ceniony zarówno w kraju jak i za granicą. Profesor Peci był członkiem Austriackiej Akademii Nauk (od 1981), Akademii Nauk Przyrodniczych Leopoldina w Halle (1985), Słoweńskiej Akademii Nauk (1987), Akademii Nauk w Getyndze (1989) i Polskiej Akademii Umiejętności (1993). Był również członkiem honorowym INQUA i szeregu towarzystw geograficznych i geomorfologicznych. W 2002 roku został wybrany członkiem honorowym Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich.

Profesor Peci miał wielu przyjaciół wśród polskich geomorfologów i badaczy czwartorzędu. Szczególnie bliskie kontakty łączyły Go z prof. M. Klimaszewskim i zespołem geomorfologów Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie. Odwiedził Kraków kilkakrotnie: uczestniczył w Kongresie INQUA w 1961, Sympozjum Kartowania Geomorfologicznego w 1962, Sympozjum Geomorfologii Karpackiej w 1963 roku. Potem przez 2 dekady funkcjonowała regularna współpraca i wymiana polsko-węgierska, odbywały się bilateralne spotkania w Polsce i na Węgrzech. W tym czasie Prof. Peci gościł na stacjach naukowych w Karpatach. Powołanie Go na członka zagranicznego PAU było również dowodem docenienia wkładu w dwustronną współpracę.

Śmierć Profesora Marтона Peciiego okryła żałobą nie tylko geografów węgierskich, ale wszystkich badaczy lessów na świecie i geomorfologów karpackich – w tym zespół krakowski.

*Leszek Starkel*  
IGiPZ PAN, Kraków



### **XIX Kongres Balneologiczny Szczawno Zdrój, 11–13 IX 2003 r.**

XIX w okresie powojennym Kongres Balneologiczny obradował w Szczawnie Zdroju – uzdrowisku zaliczanym do najstarszych w Polsce. Była to jedna z liczniejszych konferencji poświęconych lecznictwu uzdrowiskowemu, zorganizowana przez Polskie Towarzystwo Balneologii i Medycyny Fizykalnej, Zarząd Uzdrowiska Szczawno Zdrój-Jedlina SA oraz Katedrę i Klinikę Balneologii i Chorób Przemiany Materii AM w Bydgoszczy. Patronat honorowy sprawował Minister Zdrowia Leszek Sikorski. W Kongresie uczestniczyło 280 osób nie tylko z Polski, ale również z Japonii, Litwy, Rosji i Słowacji. Byli to w większości lekarze balneolodzy ze wszystkich polskich uzdrowisk, organizatorzy lecznictwa uzdrowiskowego reprezentujący Ministerstwo Zdrowia, ZUS i Narodowy Fundusz Zdrowia, a także bioklimatolodzy. Z IGiPZ PAN w Zjeździe wzięła udział doc. dr hab. Barbara Krawczyk, członek Komitetu Naukowo-Organizacyjnego Zjazdu.

Obrady plenarne toczyły się w zabytkowym (z XIX wieku) Teatrze Zdrojowym, a doniesienia oryginalne prezentowane były na pięciu sesjach tematycznych i sesji plakatowej, które odbywały się w Domu Zdrojowym. Na początku XX wieku był on największą i najpiękniejszą tego typu budowlą na Dolnym Śląsku, a uzdrowisko chętnie odwiedzali bogaci kuracjusze z całej Europy.

Obrady sesji plenarnej poświęcono jakości usług uzdrowiskowych, która w pewnej mierze zależy również od warunków przyrodniczych. Na tej sesji autorka sprawozdania wygłosiła referat pt.: *Kryteria oceny bioklimatu uzdrowisk*, w którym zwróciła uwagę na rolę bodźców atmosferycznych i klimatoterapii w procesie leczenia uzdrowiskowego.

Obrady V sesji prac oryginalnych (prowadzone przez B. Krawczyk) odbywały się pod hasłem „Postępy bioklimatologii”. Wygłoszone tu referaty dotyczyły warunków bioklimatycznych niektórych uzdrowisk, m.in. Szczawna (T. Kozłowska-Szczęsna, B. Krawczyk z IGiPZ PAN), Ustronia (L. Ośrodka, M. Wojtylak, M. Szyszkowski z IMGW w Katowicach i z Uzdrowiska Ustroń), Kołobrzegu (M. Chabior z AR w Szczecinie). Interesujący referat na temat międzydobowych zmian ciśnienia atmosferycznego wygłosiła Z. Papiernik (UŁ). Przedstawiła ona rosnący trend częstości występowania dużych zmian ciśnienia w okresie 1951–2000 w nizinnej części Polski. Zmiany te mogą wpływać niekorzystnie na chorego w czasie kuracji uzdrowiskowej.

Teksty wygłoszonych na Kongresie referatów zostaną opublikowane w *Balneologii Polskiej* – wydawnictwie Polskiego Towarzystwa Balneologii i Medycyny Fizykalnej.

*Barbara Krawczyk*  
IGiPZ PAN, Warszawa

## 700 posiedzeń naukowych w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu

W dniu 8 listopada 2002 r. odbyło się w Zakładzie w Toruniu 700 posiedzenie naukowe. Wykład pt. *Współczesne procesy morfologiczne w oparciu o badania stacjonarne* wygłosił prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski z Instytutu Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu. W posiedzeniu, które tradycyjnie odbyło się w siedzibie Zakładu przy ul. Kopernika 19 uczestniczyło liczne grono gości, pracownicy Zakładu i studenci. Wśród gości obecny był dziekan Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika prof. dr hab. Andrzej Tretyn, dyrektor Instytutu Geografii UMK prof. dr hab. Jan Falkowski oraz byli pracownicy Zakładu – dr hab. Zygmunt Babiński, prof. AB i dr hab. Ryszard Glazik, prof. UMK.

Zebrania naukowe Zakładu (posiedzenia) są systematycznie organizowane od 1 stycznia 1970 r. w każdy piątek w godzinach od 9.15 do 11.00 w sezonie jesienno-zimowym. Większość z nich (495) była poświęcona przedstawieniu własnych badań, głównie kolejnych etapów realizacji prac doktorskich i habilitacyjnych. Najwięcej wystąpień zanotowali: R. Glazik (58), Z. Babiński (53), M. Banach (49), M. Grześ (42), J. Szupryczyński (39) i E. Drozdowski (35).

Referowanie rezultatów badań na zebraniach Zakładu przyczyniło się w poważnym stopniu do ukończenia prac habilitacyjnych i doktorskich pracowników i współpracowników. Autorami prac habilitacyjnych byli: E. Wiśniewski (1976), E. Drozdowski (1979), A. Rachocki (1982), M. Grześ (1991), Z. Babiński (1992), M. Banach (1994) i R. Glazik (1995). Poważnie zaawansowana jest realizacja prac habilitacyjnych M. Błaszkiwicza i P. Gierszewskiego. Rozprawy doktorskie w Instytucie Geografii PAN obronili: E. Drozdowski (1971), A. Rachocki (1974), M. Grześ (1976), M. Banach (1976), R. Glazik (1977), A. Zwoliński (1978), Z. Babiński (1980), L. Andrzejewski (1981) i Z. Jabłoński (1983). W nowej siedzibie Instytutu Geografii i PZ PAN prace doktorskie obronili: M. Błaszkiwicz (1997), P. Gierszewski (1998) i K.R. Lankauf (1999). Promotorem 11 prac doktorskich był J. Szupryczyński, zaś 1 pracy E. Wiśniewski (L. Andrzejewskiego).

Goście krajowi z różnych ośrodków uniwersyteckich na zebraniach Zakładu wygłosili 127 wykładów, a byli wśród nich między innymi: T. Bartkowski, B. Dumanowski, A. Ciołkosz, A. Jankowski, J. Kondracki, A. Kostrzewski, S. Kozarski, B. Nowaczyk (3 razy), Z. Mikulski, J. E. Mojski i A. Rachocki (7 wystąpień). Goście zagraniczni zapełnili program 78 zebrań, a wśród nich S. Thorarinsson (Islandia), H. Verstappen (Holandia), H. Mensching i B. Nitz (Niemcy), C. Embleton (Anglia), P. Fogelberg, M. Seppala i L. Koutaniami (3 razy), V. Schytt (Szwecja), M. Oya (Japonia), S. Shaw (Kanada), H. Fischer i H. Slupetzky (Austria), J. Sollid (Norwegia), A. Aseev, N. Čeboterieva i A. Orlov (ZSRR) oraz A. Avalkan, R. Čalov i L. Ikonnikov (Rosja).

Zebrania są kontynuowane. Do 9 maja 2003 r. odbyło się łącznie 714 zebrań.

Jan Szupryczyński  
IGiPZ PAN, Toruń



# R E C E N Z E N C I

Serdecznie dziękujemy osobom, które w okresie od września 2002 do września 2003 r. współpracowały z Redakcją, recenzując nadesłane materiały.

Zygmunt Babiński	Teresa Kozłowska-Szczęsna
Jerzy Bański	Witold Kusiński
Maria Baumgart-Kotarba	Krzysztof Lankauf
Renata Bednarek	Jerzy Lefeld
Jerzy Cierniewski	Janina Leskiewicz
Bożenna Czarnecka	Teofil Lijewski
Teresa Czyż	Andrzej Lisowski
Bolesław Domański	Halina Lorenc
Ryszard Domański	Wiesław Maik
Bolesław Dumanowski	Andrzej Marsz
Wacław Florek	Henryk Maruszczak
Lucyna Frąckiewicz	Elżbieta Mycielska-Dowgiałło
Ewa Frątczak	Tadeusz Niedźwiedź
Józefa Hrynkiewicz	Bolesław Nowaczyk
Benicjusz Głębocki	Barbara Obrębska-Starkłowa
Józef P. Girjatowicz	Elżbieta Orłowska
Andrzej Gocłowski	Jerzy Ostrowski
Janusz Gołaski	Jerzy J. Parysek
Jerzy Grzeszczak	Krystyna Piotrowska
Marek Grześ	Alina Potrykowska
Czesław Guzik	Michał Slenczek
Jan Hauke	Stefan Skiba
Antoni Jackowski	Leszek Starkel
Adam Jelonek	Barbara Sudnik-Wójcikowska
Jacek Kaczmarek	Maria Stopa-Boryczka
Anna Kliczkowska	Przemysław Śleszyński
Kazimierz Kłysik	Grzegorz Węclawowicz
Danuta Kołodziejczyk	Bogumił Wicik
Józef W. Komorowski	Wojciech Widacki
Krystyna Konecka-Betley	Waldemar Wilk
Piotr Korcelli	Ewa Wolnicz-Pawłowska
Andrzej S. Kostrowicki	Alojzy Woś
Andrzej Kostrzewski	Czesław Wysocki
Marek Koter	Zbigniew Ziolo





## Informacja dla Autorów

Przegląd Geograficzny publikuje oryginalne prace teoretyczne, metodologiczne i empiryczne (nie będące typowymi przyczynkami) z zakresu szeroko pojmowanej problematyki geograficznej i przestrzennego zagospodarowania kraju. Zapraszamy Autorów do współpracy z naszym kwartalnikiem przez nadsyłanie wartościowych artykułów i notatek, materiałów dyskusyjnych, recenzji (w tym oprogramowania geograficznego) oraz sprawozdań. Przestrzeganie poniższych zaleceń formalnych usprawni prace redakcyjne i przyczyni się do szybszej publikacji nadsyłanych materiałów.

**Uwagi ogólne.** Prosimy o przesyłanie tekstu w postaci wydruku komputerowego, w trzech egzemplarzach, oraz kserokopii ilustracji, również w trzech egzemplarzach. Tekst powinien być napisany zwięźle, ale jasno, w dowolnej wersji edytora MS Word for Windows i mieć następującą objętość: artykuł – 4000–6000 słów, wyjątkowo – jeśli temat tego wymaga – nieco dłuższy; notatka i materiał dyskusyjny – do 4000 słów; recenzja i sprawozdanie – 800–1200 słów. Powyższe objętości obejmują również piśmiennictwo, przypisy, streszczenie angielskie i tabele. Tekst powinien być wydrukowany jednostronnie z podwójną interlinią i szerokimi (4 cm) marginesami. Autorzy-obcokrajowcy proszeni są o nadsyłanie o zweryfikowanych tekstów w języku angielskim, gdyż w tym języku będą publikowane ich prace.

**Strona tytułowa.** Na pierwszej stronie prosimy w kolejności umieścić: tytuł pracy w języku polskim, tytuł w języku angielskim, imię i nazwisko Autora (-ów), afiliację, adres(y), e-mail(e), zarys treści (nie dłuższy niż 100 słów), słowa kluczowe. Nie więcej niż sześć słów kluczowych, podanych w osobnym wierszu, powinno dotyczyć: jedno – tematu, jedno – obszaru, jedno – metody badawczej, oraz trzy inne. Dane Autora (-ów) nie powinny pojawiać się w innym miejscu pracy, gdyż jest ona anonimowo przesyłana do co najmniej dwóch recenzentów.

**Tekst** nie powinien zawierać wyróżnień i podkreśleń. Śródtytuły, ograniczone raczej do pierwszego i drugiego rzędu, można zaznaczyć ołówkiem na marginesie. Prosimy o ograniczenie liczby i objętości przypisów do niezbędnego minimum. Przypisy, numerowane kolejno, należy umieścić na osobnej karcie. Ilustracji i tabel nie należy wklejać do tekstu, lecz drukować je na oddzielnych stronach. W tekście można zaznaczyć proponowane miejsce ich zamieszczenia. W tekście opracowania, przy powoływaniu się na piśmiennictwo, należy podawać nazwisko autora oraz rok publikacji, np. (Nowak, 1999; Kowalski, 2000) lub według A. Nowaka (1999), a przy cytowaniu również numer strony, np. według A. Nowaka (1999, s. 5). W powołaniach na więcej prac tego samego autora, które ukazały się w tym samym roku podaje się: (Bunge, 1987a, b). W przypadku wspólnej publikacji dwóch autorów podaje się: (Marshall i Wood, 1995), a trzech i więcej autorów: (Ford i inni, 1996). W wykazie piśmiennictwa, jednakże, należy podać wszystkich autorów. Konieczna jest pełna zgodność między nazwiskami i rokiem publikacji w tekście i w wykazie piśmiennictwa.

**Piśmiennictwo**, ograniczone do literatury cytowanej, w porządku alfabetycznym, zamieszczone na osobnych kartkach, należy opracować bez skrótów, według poniższego wzoru:

- artykuły w czasopismach:  
Grobelska H., 1999, *Plejstocen Białorusi*, Przegląd Geograficzny, 71, 4, s. 447–469.
- rozdziały w pracach zbiorowych:  
Lowe M., Wrigley N., 1996, *Towards the new retail geography*, [w:] N.Wrigley, M.Lowe (red.), *Retailing, Consumption and Capital: Towards the New Retail Geography*, Longman, Burnt Mill, Harlow, s. 3–30.
- serie wydawnicze:  
Kietczewska-Zaleska M., 1956, *O powstawaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego*, Prace Geograficzne, IG PAN, 5, Warszawa.
- książki, monografie:  
Ebdon D., 1995, *Statistics in Geography*, Blackwell, Oxford, 2 wyd.  
Kozłowski S. (red.), 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław,  
*Mały słownik odmiany nazw własnych*, 2002, red. A. Cieślowska, Instytut Języka Polskiego PAN, Kraków.

- prace niepublikowane:

Szawlowska H., 1990, *Przemiany własnościowe w handlu*, Instytut Rynku Wewnętrznego i Konsumpcji, Warszawa, maszynopis powielony.

W przypadkach wątpliwych (np. Occasional papers) prosimy podawać wszystkie dane bibliograficzne.

**Tabele** powinny być opracowane podobnie jak w bieżących zeszytach kwartalnika, najlepiej w programach MS Word lub Excel. Każda tabela powinna zawierać zwięzły tytuł i kolejny numer (u góry) oraz źródło danych (u dołu). Prosimy nie stosować edycji ramek, cieniowania wierszy i kolumn, itp. Każda tabela powinna być wydrukowana na osobnej stronie i zapisana na dyskietce w łatwym do odczytania formacie.

**Ilustracje.** Fotografie powinny być wykonane na odpowiednim poziomie technicznym, a mapy – zgodnie z zasadami kartografii. Wykresy, diagramy i mapy, opisane jako ryciny, powinny mieć jednolitą numerację (numery rycin zaznaczone ołówkiem na odwrocie); tytułów nie należy umieszczać na rycinach. Objaśnienia fotografii i rycin, w języku polskim i angielskim, powinny być umieszczone na osobnej kartce. Objaśnienia legendy map (w jęz. polskim i angielskim) należy w miarę możliwości zamieścić na mapach, a nie w formie odsyłaczy. Wraz z artykułem lub notatką Autor dostarcza trzy egzemplarze kopii ilustracji, a gotowe do reprodukcji oryginały – dopiero po przyjęciu pracy do druku. Przy planowaniu wielkości rycin należy uwzględnić format kwartalnika (B5) i zmniejszenie ich podczas reprodukcji do podstawy 126 mm. Większe ryciny (na wklejkach) będą zamieszczane tylko w wyjątkowych przypadkach. Po wykorzystaniu ilustracje zostaną zwrócone Autorowi tylko na specjalne życzenie.

- Jeśli ryciny opracowane są komputerowo, linie nie powinny być cieńsze niż 0,3 punktu, a symbole i opisy muszą być czytelne nawet po zmniejszeniu. Preferowane programy to CorelDRAW!, Adobe Illustrator, Photoshop; wykresy mogą być opracowane w MS Excel, a czarno-białe również w MS Word. Ryciny opracowane w innych programach powinny być zapisane w formacie EPS lub TIFF (o rozdzielczości nie mniejszej niż 600 dpi). Prosimy o upewnienie się, czy konwersja nie spowodowała pogorszenia jakości rycin.

- Jeśli ryciny opracowane są ręcznie, powinny być w postaci bardzo czytelnego czystorysu, nadającego się do łatwego skanowania. Po zmniejszeniu, grubość linii powinna mieć nie mniej niż 0,2 mm.

**Streszczenie.** Na osobnej kartce Autor powinien dostarczyć streszczenie w języku angielskim, o ile to możliwe, zweryfikowane przez *native-speakera*. Objętość streszczenia: poniżej 600 słów. Osobno, na końcu tekstu, prosimy dołączyć zarys treści i słowa kluczowe przetłumaczone na język angielski. poprzedzone nazwiskiem Autora i tytułem artykułu – ten fragment potrzebny jest do celów bibliograficznych i należy zapisać go na dyskietce jako osobny plik.

**Akceptacja materiału, zapis elektroniczny.** Po uzyskaniu pozytywnych recenzji i wprowadzeniu ewentualnych poprawek do artykułu lub notatki, Autor dostarcza ostateczną wersję materiału wraz z dyskietką i oryginałami rycin. W przypadku materiałów dyskusyjnych, recenzji i sprawozdań Autor dostarcza dyskietkę równocześnie z tekstem w postaci wydruku komputerowego. W każdym przypadku, wersja drukowana musi być identyczna z zapisem na dyskietce lub na CD-ROM.

**Korekta** ogranicza się tylko do poprawienia błędów drukarskich. Wszelkie zmiany tekstu są kosztowne i dlatego prosimy Autorów o dostarczanie wyłącznie dopracowanych tekstów. Korekta powinna być wykonana i zwrócona do Redakcji niezwłocznie. Jeśli korekta nie zostanie zwrócona w ciągu 8 dni, wówczas wykona ją Redakcja.

**Pozostałe uwagi.** Redakcja zastrzega sobie prawo skracania i adiustacji stylistycznej tekstów. W korespondencji z Redakcją prosimy o korzystanie z poczty elektronicznej (e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl). Po wydrukowaniu, Autor otrzymuje bezpłatnie 25 nadbitek artykułu i notatki, a po kilka egzemplarzy pozostałych materiałów.





Cena zł 30,-  
VAT 0%

# Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

## Warunki prenumeraty poprzez RUCH SA

Prenumerata krajowa:

– wpłaty na prenumeratę przyjmują jednostki kolportażowe RUCH SA właściwe dla miejsca zamieszkania. Termin przyjmowania wpłat na prenumeratę krajową – do 5 dnia miesiąca poprzedzającego okres rozpoczęcia prenumeraty.

W Internecie [http:// www.prenumerata.ruch.com.pl](http://www.prenumerata.ruch.com.pl)

Prenumerata opłacana w złotych ze zleceniem wysyłki za granicę:

Informacji o warunkach prenumeraty i sposobie zamawiania udziela RUCH SA Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy, 01-248 Warszawa, ul. Jana Kazimierza 31/33; telefony 5328-816, 5328-819, 5328-731; infolinia 0-800-1200-29,

wpłaty na konto w banku PEKAO SA IV O. Warszawa,

Nr 68124010531111000004430494 lub kasa Oddziału.

Dokonując wpłaty za prenumeratę w Banku czy też w Urzędzie Poczтовым należy podać: nazwę naszej firmy, nazwę banku, numer konta, czytelny pełny adres odbiorcy za granicą, okres prenumeraty i rodzaj wysyłki (poczta lotniczą czy zwykłą). Warunkiem rozpoczęcia wysyłki prenumeraty jest dokonanie wpłaty na nasze konto.

Prenumerata ze zleceniem dostawy za granicę jest o 100% droższa od krajowej.

Terminy wpłat na prenumeratę zagraniczną:

do 20 XI na I kwartał roku następnego

do 20 V na III kwartał roku bieżącego

do 20 II na II kwartał roku bieżącego

do 20 VIII na IV kwartał roku bieżącego

Dostawa zamówionej prasy następuje w sposób uzgodniony z zamawiającym.

\*

Bieżące i poprzednie numery można nabyć w Dziale Wydawnictw IGIPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, e-mail: [t.paczus@twarda.pan.pl](mailto:t.paczus@twarda.pan.pl), a także zamówić (przesyłka za zaliczeniem pocztowym) w Księgarni Naukowej Domu Handlowego Nauki, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. (22) 697 89 14.

RUCH SA fulfills foreign customers' orders, starting from any issue in the calendar year: tel. 0-800-120 029, fax: (48) (22) 532 87 31, (48) (22) 532 87 32.

Our journal is also available through:

Foreign Trade Enterprise ARS POLONA

Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, Poland

fax (48) (22) 826 86 73

<http://rcin.org.pl>



<http://ngin.org.pl>  
PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY - 2003, TOM 75, ZESZYT 4