INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2002, TOM 74, ZESZYT 4

PAN
IG i PZ

WARSZAWA 2002

http://rcin.org.pl

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2002, TOM 74, ZESZYT 4

PAN
IG i PZ

WARSZAWA 2002

http://rcin.org.pl

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZAK, TERESA CZYZ, F.E. IAN HAMILTON, KAZIMIERZ KŁYSIK, 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

Ark. wyd. 13,5	Oddano do składania w październiku 2002 r.
Ark. druk. 10,0	Druk ukończono w grudniu 2002 r.

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

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

Migoń P., Maciejak K., Zygmunt M. – Peryglacjalna rzeźba wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego (Sudety Zachodnie) ... 491
Periglacial morphology of basalt hills in the Kaczawa Upland (Western Sudetes) ... 507
Szumińska D. – Geomorfologiczne i geologiczne uwarunkowania rozwoju koryta Drwęcy pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem ... 509
Geomorphological and geological conditions of channel development of the Drwęca River between Golub-Dobrzyń and Elgiszewo ... 528
Błaszkiewicz M., Juschus O., Krzymińska J. – Stratygrafia i geneza osadów z fauną morską w rejonie Gniewu ... 529
The stratigraphy and genesis of sediments with marine fauna near Gniew (N Poland) 546
Grobelska H. – Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego na Noteci Zachodniej – morfologia i osady platformy przybrzeżnej ... 547
The shore zone of Pakość Reservoir on the Western Noteć River – platform morphology and deposits ... 566
Roo-Zielińska E. – Stopień kontynentalizmu borów sosnowych wyrażony zmiennością kompozycji gatunkowej runa wzdłuż transektu równoleżnikowego Chrisdorf (Niemcy wschodnie)–Uzlogi (wschodnia Białoruś) ... 569
Determination of a continentality gradient on the basis of vascular plant species composition in pine forests: the case of the Chrisdorf (E Germany)–Uzlogi (E Belarus) transect ... 590
Kożuchowski K., Żmudzka E. – Cyrkulacja atmosferyczna i jej wpływ na zmienność temperatury powietrza w Polsce ... 591
Atmospheric circulation and its influence on air temperature variation in Poland ... 604

DYSKUSJA

Rachocki A. – Geomorfolog i filozofia ... 605

SPRAWOZDANIA

Starkel L. – Karpackie stacje naukowe IGiPZ PAN i ich znaczenie w poznawaniu środowiska przyrodniczego gór ... 619

RECENZJE

Mannion A.M. – Zmiany środowiska Ziemi. Historia środowiska przyrodniczego i kulturowego (*F. Plit*) ... 625
Peakall D.B., Walker C.H., Migula P. – Biomarkers: A Pragmatic Basis for Remediation of Severe Pollution in Eastern Europe (*A. Harasimiuk*) ... 627
Stroosnijder L., Rheenen van T. – Agro-Silvo-Pastoral Land Use in Sahelian Villages (*F. Plit*) 630
Dolina Kościeliska. Śladami badaczy, artystów i wędrowców (*B. Jaworska*) ... 631

KRONIKA

Stanisław Siedlecki, 1912–2002 (*J. Szupryczyński*) ... 635
F.E. Ian Hamilton, 1937–2002 (*T. Stryjakiewicz*) ... 637
Spotkania grup tematycznych Międzynarodowego Zespołu Badawczego STELLA – Bonn, 12–13 IV oraz Bruksela, 26–27 IV 2002 r. (*T. Komornicki*) ... 639
II Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne „Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski" – Jodłowy Dwór, 9–11 V 2002 r. (*P. Migoń*) ... 641

http://rcin.org.pl

Seminarium naukowe „Problemy gospodarki górskiej w Sudetach" – Wrocław, 24 V 2002 r (K. R. Mazurski) 643
Międzynarodowa konferencja naukowa pt. „Nowe układy powiązań społeczno-ekonomicznych w Europie Środkowej i Wschodniej" – Arlamów, 19–23 V 2002 r. (*T. Komornicki*) 644
XXX Niemiecko-polska konferencja podręczników szkolnych – Lutherstadt Wittenberg, 4–7 VI 2002 r. (*K.R. Mazurski*) 646
Konferencja Komisji Dynamiki Przestrzeni Ekonomicznych MUG: „Przemysl w usieciowionym świecie: nadawanie sensu globalizacji" – Johannesburg (RPA), 30 VII–2 VIII 2002 r. (*T. Stryjakiewicz*) 648

RECENZENCI 651

http://rcin.org.pl

A R T Y K U Ł Y

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 491–508

Peryglacjalna rzeźba wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego (Sudety Zachodnie)

Periglacial morphology of basalt hills in the Kaczawa Upland (Western Sudetes)

PIOTR MIGOŃ, KRZYSZTOF MACIEJAK, MAŁGORZATA ZYGMUNT
Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski, 50-137 Wrocław, pl. Uniwersytecki 1;
e-mail: migon@geogr.uni.wroc.pl

Zarys treści. W artykule opisano rzeźbę i utwory stokowe pięciu wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego. Wzniesienia o wysokości względnej do 150 m są wypreparowanymi kominami wulkanicznymi wieku mioceńskiego – nekami. Liczne formy skalne na stokach występują w miejscach zmniejszonej gęstości spękań bazaltu lub stromego zapadania slupów bazaltowych w kierunku przeciwnym do spadku powierzchni, część z nich ma charakter klifów mrozowych. Wśród utworów pokrywowych wyróżniono rumowiska skalne oraz pokrywy gruzowo-gliniaste. Mezorelief powierzchni ma cechy morfogenezy w warunkach peryglacjalnych. W obrębie neków wyróżniono dwa piętra wysokościowe z odmiennymi zespołami form i granicą pomiędzy nimi na wysokości 430–450 m npm. Duże formy skalne i rumowiska występują w piętrze górnym, obecnym tylko na najwyższych wzniesieniach. Granica pięter jest interpretowana jako odpowiadającą położeniu lokalnie obniżonej powierzchni lądolodu podczas zlodowacenia Odry. Szczytowe partie najwyższych neków były prawdopodobnie nunatakami.

Słowa kluczowe: geomorfologia peryglacjalna, Pogórze Kaczawskie, pokrywy stokowe, nek, nunatak.

Wstęp

W obrębie bazaltowej formacji Dolnego Śląska na terytorium Polski stwierdzono ponad 300 odrębnych wystąpień (Jerzmański i Śliwa, 1979), z których zdecydowana większość znajduje się na Pogórzu Izerskim i Pogórzu Kaczawskim w Sudetach Zachodnich. Ze skal należących do tej formacji zbudowane są ostańcowe wzgórza, będące powszechnym i charakterystycznym elementem rzeźby (Wocke, 1927; Walczak, 1972). Są one świadectwem aktywnego wulkanizmu, który zachodził wzdłuż regionalnych stref rozłamowych w trakcie trzeciorzędowych ruchów blokowych, głównie pod koniec oligocenu oraz we wczesnym i środkowym miocenie (Birkenmajer i inni, 1977; Dyjor i Kościówko, 1986). Większość wystąpień bazaltów ma charakter punktowy, większe wystąpienia o charakterze pokryw lawowych są nieliczne. Generalne ubóstwo utworów piroklastycznych

http://rcin.org.pl

oraz dobrze rozwinięte struktury kontrakcyjne w bazaltach wskazują, że dzisiaj istniejące wzniesienia nie mają nic wspólnego z dawnymi, mioceńskimi wulkanami, ale są głębszymi partiami kominów wulkanicznych, odsłoniętymi w wyniku głębokiej i selektywnej denudacji (Birkenmajer, 1967). Z tego powodu określane są mianem neków. Najwyższe z nich osiągają 100–150 m wysokości względnej, a dzięki stromym stokom o nachyleniu często powyżej 30° stanowią wyraźne dominanty krajobrazowe.

Wewnętrzna struktura wielu neków jest dobrze rozpoznana dzięki licznym kamieniołomom (Birkenmajer, 1967; Śliwa, 1967). Równocześnie jednak informacje o rozwoju rzeźby neków i jej litologiczno-strukturalnych uwarunkowaniach są skąpe, a jedynym ogólniejszym opracowaniem jest praca F. Wockego (1927). Publikowane wzmianki dotyczą głębokości denudacji po etapie wulkanizmu (Zimmermann i Kühn, 1936; Oberc i Dyjor, 1973), istnienia rumowisk skalnych (Baraniecki, 1952) i pewnych cech stokowych utworów pokrywowych (Traczyk, 1996b). Podstawowym celem niniejszego artykułu jest zatem szersza geomorfologiczna charakterystyka wybranych neków Pogórza Kaczawskiego, ze szczególnym uwzględnieniem form skalnych i utworów pokrywowych.

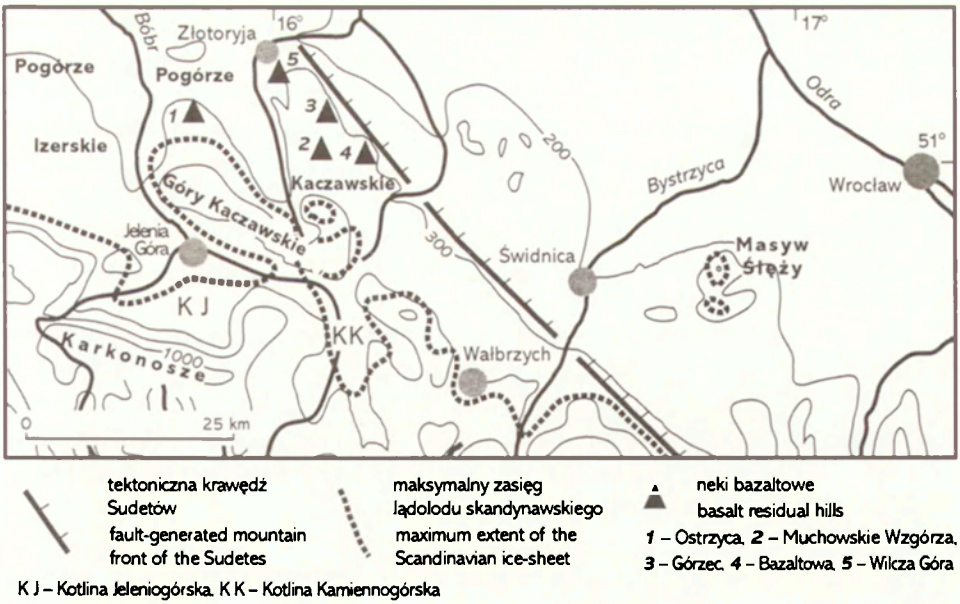
Na podkreślenie zasługuje fakt, że Pogórze Kaczawskie w plejstocenie znalazło się w marginalnej strefie lądolodu skandynawskiego[1], który oparł się o położone dalej na południe Góry Kaczawskie i jedynie wzdłuż dolin Nysy Szalonej i Kaczawy sięgnął dalej na południe, wkraczając do Kotliny Kamiennogórskiej (ryc. 1). Biorąc pod uwagę maksymalny pionowy zasięg lądolodu szacowany na 450–550 m npm. i równocześnie wysokość neków w granicach 350–501 m npm., uzasadnione staje się przypuszczenie, że część z nich mogła wystawać ponad powierzchnię lodu jako tzw. negatywne nunataki, co z kolei mogło znaleźć odzwierciedlenie w odmiennej rzeźbie. Przeprowadzenie dyskusji, czy takie zróżnicowanie rzeźby występuje i jest możliwe do rozpoznania, jest drugorzędnym celem artykułu.

Główne cechy rzeźby neków bazaltowych

Przedmiotem szczegółowej analizy w tym artykule jest pięć neków Pogórza Kaczawskiego: Ostrzyca, Muchowskie Wzgórza, Górzec, Bazaltowa i Wilcza Góra (ryc. 1). O ich wyborze, oprócz dużej powierzchni, wysokości względnej powyżej 50 m i wyrazistości rzeźby zadecydowało stosunkowo skromne przekształcenie przez działalność gospodarczą. Wiele neków było lub nadal jest

[1] Wiek transgresji lądolodu skandynawskiego w Sudety nie jest jednoznacznie udokumentowany. Według starszych opracowań dokonała się ona dwukrotnie, ostatnia w glacjale Odry (m.in. Jahn i Szczepankiewicz, 1967). Ostatnio dopuszcza się możliwość, że osady lodowcowe w Sudetach Zachodnich pochodzą ze zlodowacenia południowopolskiego, a lądolód Odry zatrzymał się tylko na krawędzi Sudetów (Badura i Przybylski, 1998). Przyczyną kontrowersji jest szczątkowy stan zachowania osadów glacjalnych i brak wiarygodnych reperów bio- i chronostratygraficznych.

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Lokalizacja wzgórz bazaltowych opisywanych w artykule

Location of basalt hills described in the paper

źródłem surowców skalnych, co spowodowało znaczną modyfikację ich rzeźby, niekiedy prowadzącą do całkowitego zatarcia jej pierwotnej postaci. Także analizowane neki, poza Ostrzycą, były przedmiotem eksploatacji, ale na małą skalę, dzięki czemu duże powierzchnie ich stoków zachowały pierwotną rzeźbę. Wyjątkiem jest Wilcza Góra, w obrębie której znajdują się duże kamieniołomy, jednak na ich ścianach bardzo dobrze są odsłonięte plejstoceńskie utwory pokrywowe.

Ostrzyca (501 m npm.) jest najwyższym z omawianych neków. Znajduje się w zachodniej części Pogórza Kaczawskiego (ryc. 1). Ma kształt regularnego stożka o wysokości względnej około 150 m, z czego górny stok bazaltowy ma 60–70 m, natomiast stoki poniżej wysokości 430–440 m npm. założone są w piaskowcach i zlepieńcach dolnego permu. Oba segmenty rozdziela wyraźny załom wklęsły. Nachylenie stoków bazaltowych przekracza miejscami 30°. Ostrzyca znana jest z występowania skałek i rumowisk bazaltowych (Baraniecki, 1952) i jest chroniona jako rezerwat przyrody.

Muchowskie Wzgórza (475 m npm.) stanowią najwyższą kulminację wschodniej części Pogórza i są rozległym masywem o długości dłuższej osi W–E około 2,5 km. Wysokość względna wynosi od 60–70 m od północy do 100 m od południa. Opisywane były jako centralna partia czopu wulkanicznego (Birkenmajer, 1967) lub czop wulkaniczny z resztką pokrywy lawowej (Grocholski i Jerzmański, 1975). Przebija on staropaleozoiczne zieleńce. Większość stoków ma nachylenie około 10°, jedynie w partiach przywierzchołkowych rośnie ono do 15°, a lokalnie nawet do 25–30°.

http://rcin.org.pl

Górzec (445 m npm.) ma położenie krawędziowe i znajduje się dokładnie na krawędzi brzeżnej Sudetów, nawiązującej przebiegiem do sudeckiego uskoku brzeżnego. Taka lokalizacja decyduje o jego morfologicznej asymetrii. Stoki wschodnie i północne, będące równocześnie fragmentem krawędzi brzeżnej, są długie i strome (niekiedy ponad 30°), miejscami przykryte rumowiskiem skalnym. Wysokość względna od tej strony przekracza 100 m. Od strony wierzchowinowych zrównań Pogórza wysokość względna wynosi tylko 35 m, a stoki mają nachylenie około 10°. Skałą przebijaną przez bazalt jest wczesnopaleozoiczny fyllit.

Zbliżone położenie ma Bazaltowa (370 m npm.), o podobnej asymetrii wysokości względnych: ponad 100 m od strony Przedgórza Sudeckiego i około 40 m od strony zachodniej. Stoki wschodnie mają nachylenie 10–20°, zachodnie i południowe nie przekraczają 10°, zaś wierzchołek jest rozległym spłaszczeniem o wymiarach 120 na 200 m. Na Bazaltowej brak skałek i zwartych rumowisk skalnych. Wokół bazaltu występują staropaleozoiczne zieleńce.

Ostatnim z opisywanych wzniesień jest Wilcza Góra (373 m npm.), położona w płn.-wsch. części Pogórza, koło Złotoryi. Jej wysokość względna wynosi 80–100 m, z czego górne 50–60 m stoku o profilu wypukłym jest rozwinięte na podłożu bazaltowym, niżej występują górnokredowe piaskowce. Zachodnią część wzniesienia rozcina nieczynny kamieniołom, w którym utworzono rezerwat przyrody, natomiast na stokach wschodnich znajduje się duży czynny kamieniołom, z dnem na wysokości 270 m npm. Jedynie północno-zachodnie fragmenty stoku zachowały rzeźbę pierwotną.

Pod względem strukturalnym w większości wystąpień dominują slupy typu regularnego i nieregularnego (za Śliwą, 1967), zwykle pięcioboczne, o szerokości 10–50 cm, najczęściej w granicach 15–25 cm. Wyjątkiem są Muchowskie Wzgórza, których partie szczytowe zbudowane są z masywnych pseudosłupów o szerokości do 2 m, oraz wschodnia część Górzca, gdzie w miejscowym bazalcie gruzelkowatym powszechna jest oddzielność kulista.

Formy skalne

Rozmieszczenie form skałkowych na nekach Pogórza Kaczawskiego jest nierównomierne. Ich największe zagęszczenie występuje na Ostrzycy i są one typowe dla całego stoku bazaltowego. Skałki są także częste na Muchowskich Wzgórzach, aczkolwiek tu grupują się w części grzbietowej i nie są spotykane poniżej wysokości 450 m npm. Niewielkie kilkumetrowe wychodnie znajdują się przy kulminacji Górzca, natomiast nie występują zupełnie na Bazaltowej. Brak większych naturalnych powierzchni stokowych nie pozwala stwierdzić, na ile mogły one być powszechne na Wilczej Górze.

Wychodnie bazaltu na Ostrzycy mają charakter asymetrycznych skałek stokowych, głównie ambon skalnych o różnej wielkości i kształcie. Wyjątkiem są skałki

http://rcin.org.pl

szczytowe tworzące niewielką grań o wydłużeniu W–E, rozczłonkowaną na formy skalne, osiągające wysokość do 10 m. Asymetria grani i obecność urwisk od strony północnej wynika z orientacji struktur kontrakcyjnych ciosu termicznego – upadu powierzchni ciosowych ku południowi pod kątem 20–30°. Rozczłonkowanie grani skalnej związane jest z różną gęstością spękań w bazalcie. Skałki powstały w wyniku wypreparowania partii masywniejszych, o grubości słupów do 20–25 cm.

Skałki stokowe występują głównie na południowym i zachodnim stoku Ostrzycy; ich wysokość od strony podstawy stoku dochodzi do 6–8 m. W rozmieszczeniu i ukształtowaniu skałek w obrębie stoku najważniejszą rolę odegrały gęstość i orientacja spękań tworzących cios termiczny. Skałki rozwinęły się w miejscach lokalnego zmniejszenia gęstości spękań, o czym świadczy duża grubość słupów odsłoniętych na skałkach (zwykle powyżej 20 cm), lub nagłej zmiany ich orientacji. Szczególnie predysponowane były miejsca, gdzie spękania zapadały do wnętrza wzniesienia; te skałki cechują się także najbardziej wyraźną asymetrią. Zgodne nachylenie stoków i powierzchni słupów przyczyniały się do powstania nachylonych płyt skalnych.

Rolę predyspozycji strukturalnej ilustruje odsłonięcie w ścianie nieczynnego kamieniołomu na Wilczej Górze, rozcinającego stok zachodni (fot. 1). Widoczny jest tu wyraźny wzrost nachylenia stoku i powstanie progu skalnego o wysokości 2–3 m w miejscu, gdzie spękania ciosowe lokalnie stromo (około 40°) zapadają „do stoku". Znajdujący się poniżej prostoliniowy segment stoku nawiązuje do zapadu powierzchni ciosowych zgodnie z nachyleniem stoku pod kątem około 30°, a spłaszczenie powyżej progu związane jest z zajmowaniem przez słupy położenia zbliżonego do horyzontalnego. Grubość słupów nie zmienia się pomiędzy segmentami w sposób istotny i w każdym z nich wynosi 15–20 cm.

Odmienne jest ukształtowanie skałek na Muchowskich Wzgórzach. Skałki stokowe praktycznie tu nie występują, zaś ich miejsce zajmują progi skalne i stoliwa na spłaszczonej powierzchni grzbietowej. Zbudowane są one z masywnego bazaltu tworzącego pionowe pseudosłupy o grubości 1–2 m. Wysokość skałek wynosi od 2–3 m w zachodniej części grzbietu do 8–10 m przy najwyższej kulminacji. Progi skalne są wydłużone w poprzek stoku i mają długość od 20 do 200 m, w dolnej części są zagrzebane w rumowisku skalnym. Poniżej progów znajdują się spłaszczenia o nachyleniu 5–10° i szerokości do 50 m, miejscami zakończone załomem wypukłym. Bloki bazaltu u podnóża progów osiągają 1–1,5 m długości. W planie przebieg progów skalnych jest zatokowy, a brak ciągłości i obecność obniżeń może być związana z większą gęstością spękań.

Morfologia form skalnych na Muchowskich Wzgórzach i ich współwystępowanie z podskalkowymi spłaszczeniami pozwala określić je pod względem genetycznym jako klify mrozowe, a zrównania jako terasy krioplanacyjne. Zatokowy przebieg progów i ich obecność po obu stronach grzbietu nadaje szczytowej partii Wzgórz charakter ciągu ostańców denudacyjnych opisywanych w literaturze rosyjskojęzycznej jako tump. Nie stwierdzono natomiast piętrowości form progowych i terasowych. Poniżej ciągu progów przygrzbietowych, a więc poniżej

http://rcin.org.pl

wysokości 450 m npm., podobne formy nie występują, brak ich także na izolowanym wschodnim wierzchołku Muchowskich Wzgórz – Oblodze (445 m). Powstanie form skalnych na Ostrzycy, współwystępujących z pokrywami blokowymi należy również wiązać ze środowiskiem peryglacjalnym plejstocenu (Baraniecki 1952), choć na ograniczoną skalę dezintegracja blokowa zachodzi tu także współcześnie (Maciejak, 1988).

Stokowe utwory pokrywowe

W utworach pokrywowych rozwiniętych na stokach bazaltowych przeważają produkty wietrzenia we frakcji głazowej (Ø do 1 m), gruzowej i pyłowej. Ze względu na ich występowanie wyróżnić można dwie główne grupy pokryw: homogeniczne pokrywy głazowe oraz heterogeniczne pokrywy różnoziarniste, w których rozproszone większe bloki występują, ale nie tworzą zwartych stref.

Pokrywy głazowe występują na stokach trzech neków: Ostrzycy, Muchowskich Wzgórz i Górzca, ale różnią się pod względem strukturalnym. Najbardziej są znane rumowiska na Ostrzycy (Baraniecki, 1952). Mają one największy zasięg, pokrywają wszystkie stoki neku niezależnie od ekspozycji i schodzą do wysokości 430–440 m npm., a więc do strefy kontaktu bazaltu ze skałami osadowymi. W części przypowierzchniowej bloki są luźno upakowane i pokrywa ma strukturę typu *open work* (fot. 2). Wkopy pozwoliły ocenić grubość pokrywy stokowej na maksymalnie 2,5 m. Na stokach o ekspozycji południowej i zachodniej oraz nachyleniu powyżej 25° nie są one porośnięte i utrwalone przez roślinność. Czoła pokrywy rumowiskowej tworzą przy dolnej granicy zasięgu nabrzmienia i progi o wysokości 2–3 m. Ostrokrawędzisty gruz bazaltowy jest zróżnicowany pod względem wielkości. W obrębie pozornie jednolitej pokrywy na stoku zachodnim płaty zbudowane z gruzu o wielkości 20–30 cm sąsiadują z materiałem drobniejszym, nie przekraczającym 10 cm średnicy. Różnice te są związane z różną gęstością spękań na skałkach zasilających stok rumowiskowy. Pokrywa blokowa jest dwudzielna w profilu pionowym; obserwuje się wyraźny wzrost wielkości bloków ku powierzchni (ryc. 2).

Rumowiska skalne Ostrzycy powstały przez intensywne wietrzenie mechaniczne spękanych bazaltów, odpadanie gruzu ze ścian skalnych i jego powolne grawitacyjne przemieszczanie w dół stromych stoków. Było ono na tyle wolne, że w rozwoju pokryw zaznaczyły się procesy sortowania, natomiast materiał drobny (piasek, pył) mógł być dodatkowo wymywany w dół stoku i w głąb pokrywy. Choć na powierzchni głazowisk nie stwierdzono jednoznacznych oznak mikroreliefu wytopiskowego, wskazującego na cementację pokrywy lodem gruntowym, to wyraźne nabrzmienia w strefach czołowych są wynikiem zapewne pełznięcia gruzu spojonego lodem gruntowym. W pewnych fragmentach nachylenie stoku rumowiskowego zbliża się do 45° i tu na lokalną skalę mogło zachodzić staczanie się bloków.

http://rcin.org.pl

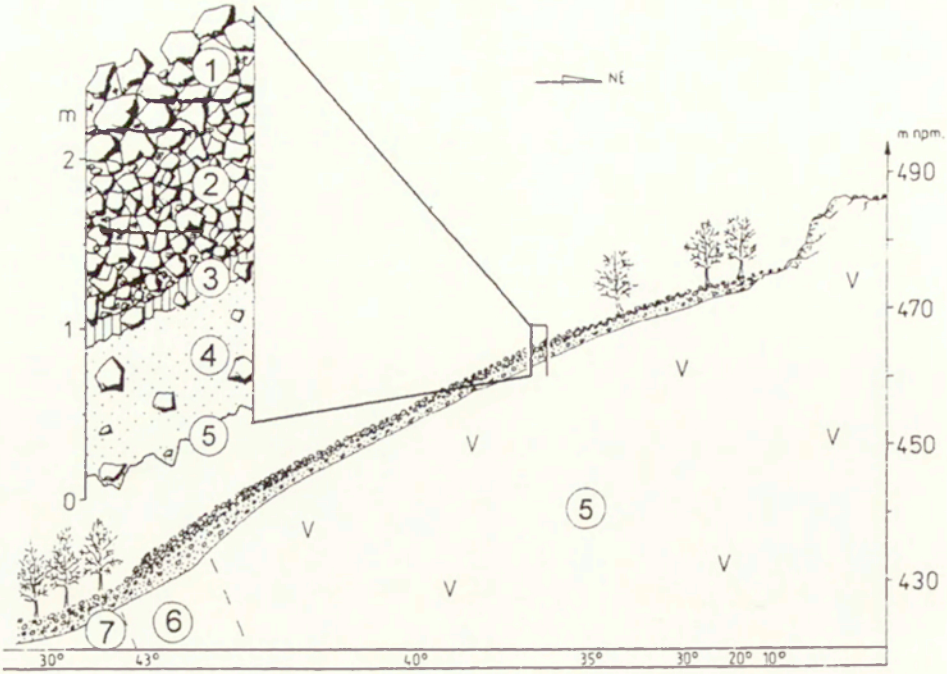
Fot. 1. Próg skalny na zach. stoku Wilczej Góry związany z lokalną zmianą orientacji słupów bazaltowych

Rock cliff on the western slope of Wilcza Góra hill developed where basalt columns dip locally into the slope

Fot. 2. Rumowiska bazaltowe na płd.-zach. stoku Ostrzycy

Basalt block field on the south-western slope of Ostrzyca

http://rcin.org.pl



Ryc. 2. Utwory stokowe na pld.-zach. stoku Ostrzycy. Zwraca uwagę wyraźna dwudzielność pokrywy stokowej.
1 – głazy bazaltowe, 2 – gruz bazaltowy, 3 – horyzont organiczny, 4 – glina z odłamkami gruzu, 5 – podłoże bazaltowe, 6 – strefa kontaktu bazaltu i zlepieńców dolnego permu, 7 – zlepieńce dolnego permu

Slope formations on the south-western slope of Ostrzyca. Bipartition of slope covers is evident.
1 – basalt blocks, 2 – basalt debris, 3 – organic horizon, 4 – stony loam, 5 – basaltic bedrock, 6 – contact zone between basalt and Lower Permian conglomerates, 7 – Lower Permian conglomerates

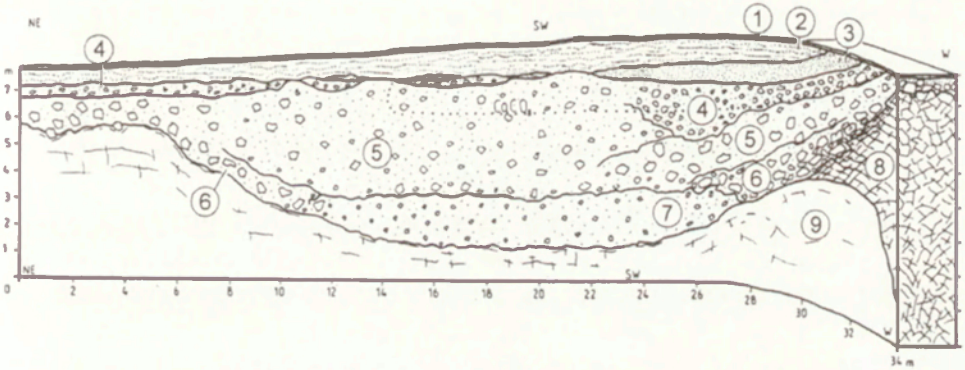
Inny charakter mają niewielkie rumowiska skalne na Górzcu. Występują one pasami w poprzek stoku, maskując progi skalne o wysokości kilku metrów. Gruz bazaltowy osiąga 30–40 cm średnicy (dłuższych osi), co odpowiada grubości kolumn ciosu termicznego. Największy zasięg pokrywa blokowa wykazuje na stromym (>30°) stoku północnym, gdzie schodzi do wysokości około 390 m npm.

Rumowiska bazaltowe na Muchowskich Wzgórzach złożone są ze znacznie większych bloków skalnych niż na Ostrzycy i Górzcu, co jest związane z większą masywnością bazaltu gruzełkowatego, spękanego w grube pseudosłupy. Lokalnie tworzą je bloki o długości 2–3 m, choć długość 0,5–1 m jest najbardziej powszechna. Zwarte pola blokowe mają ograniczone rozprzestrzenienie. Występują one głównie poniżej opisywanych wyżej progów skalnych, także w osi grzbietu Wzgórz, natomiast samodzielną pokrywę tworzą tylko na kulminacji Obłogi. W przeciwieństwie do Ostrzycy, rumowiska Muchowskich Wzgórz nie

http://rcin.org.pl

mają cech pokryw grawitacyjnych, z wyjątkiem podstawy progów skalnych i mimo zwartości zawsze współwystępują z materiałem drobniejszym. Przemywaniu pokryw blokowych nie sprzyjały mniejsze nachylenia stoku (przeważnie 5–15°), a dominującym sposobem przemieszczania się bloków był prawdopodobnie transport soliflukcyjny.

Pokrywy heterogeniczne, w których większe odłamki bazaltu odgrywają podrzędną rolę, występują na wszystkich pozostałych stokach, w tym w dolnych partiach stoków Ostrzycy (poniżej 430–440 m npm.) i na większości stoków Muchowskich Wzgórz. Ich grubość wynosi od kilkudziesięciu centymetrów w górnych partiach stoku do 1,5–3 m w partiach dolnych. Wyjątkowo pełny profil utworów pokrywowych odsłonięty jest w płd. części kamieniołomu na Wilczej Górze, w ścianie poziomu +325 m (ryc. 3), gdzie eksploatacja przecięła nieckowatą dolinkę założoną w tufach. Obejmuje on kilka zalegających na sobie gliniasto-gruzowych pokryw soliflukcyjnych o łącznej grubości do 5 m w osi dolinki,



Ryc. 3. Kopalna dolinka na stoku Wilczej Góry, wypełniona kompleksem utworów genezy soliflukcyjnej

1 – gleba, 2 – warstwowane pyły (utwory lessopochodne), 3 – pyły bezstrukturalne, 4 – drobny gruz bazaltowy, 5 – pokrywa gruzowo-gliniasta, 6 – gruby gruz bazaltowy, 7 – glina z pojedynczymi odłamkami gruzu, 8 – podłoże bazaltowe, 9 – utwory piroklastyczne

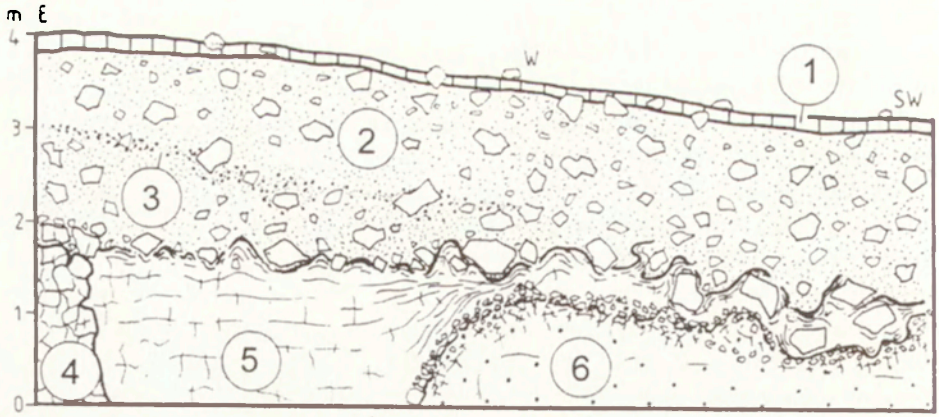
Buried valley on the slope of Wilcza Góra, filled by a complex sequence of solifluction deposits

1 – soil, 2 – layered silt (loess-derived deposit), 3 – structureless silt, 4 – fine basalt debris, 5 – stony loam, 6 – coarse basalt debris, 7 – loam with occasional basalt clasts, 8 – basalt bedrock, 9 – pyroclastic deposits

przykrytych warstwą smugowanego lessu o grubości 1–2 m. Poszczególne człony kompleksu soliflukcyjnego powstawały zapewne jako niezależne przejawy soliflukcji jęzorowej, za czym przemawiają wyraźne różnice strukturalno-teksturalne między nimi i czytelne granice warstw. Za soliflukcyjną genezą glin stokowych przemawiają także powszechne struktury deformacyjne na kontakcie z niżej leżącymi tufami: zafaldowania przed większymi blokami bazaltu, przeciągnięcia i wciśnięte w tuf bloki skalne (ryc. 4).

Wiek pokryw soliflukcyjnych na nekach Pogórza Kaczawskiego związany jest zapewne z okresem po ostatnim pokryciu tego obszaru przez lądolód. U podnó-

http://rcin.org.pl



Ryc. 4. Deformacje tufów bazaltowych w spągu pokrywy stokowej na pld. stoku Wilczej Góry, powstałe w trakcie transportu soliflukcyjnego
1 – gleba, 2 – pokrywa gruzowo-gliniasta, 3 – drobny gruz bazaltowy, 4 – podłoże bazaltowe, 5 – utwory piroklastyczne, 6 – piaskowce kredowe

Deformation of basalt tuff seen at the bottom of slope deposit sequence on the southern slope of Wilcza Góra, caused by solifluction transport
1 – soil, 2 – stony loam, 3 – fine basalt debris, 4 – basalt bedrock, 5 – pyroclastic deposits, 6 – Cretaceous sandstone

ży zachodnich stokach Muchowskich Wzgórz, na wysokości 385–395 m npm., stwierdzono wkraczanie gruzowo-gliniastych pokryw soliflukcyjnych o grubości do 0,5 m na piaski fluwioglacjalne, zawierające okruchy skal skandynawskich.

Zróżnicowanie występowania skałek i utworów pokrywowych i jego interpretacja

Analiza mezorzeźby peryglacjalnej na stokach neków pozwala wyróżnić dwa odmienne zespoły krajobrazowe.

Na pierwszy z nich składa się rzeźba zdominowana przez wychodnie skalne oraz pokrywy głazowe powstałe przez intensywne wietrzenie mechaniczne bazaltów. Te pierwsze osiągają znaczne wysokości, do 10 m, natomiast zwarte rumowiska skalne zajmują powierzchnie powyżej 1 ha. W zależności od nachylenia stoków, skałki współwystępują z grawitacyjnymi pokrywami blokowymi (Ostrzyca, Górzec) lub spłaszczeniami o cechach teras krioplanacyjnych (Muchowskie Wzgórza). Tego typu rzeźba ma swoje odpowiedniki na wielu szczytach i grzbietach sudeckich położonych poza zasięgiem lądolodu skandynawskiego, na przykład na zbudowanym z granitów Łabskim Szczycie (Leśniewicz, 1996) i łupkowym Czarnym Grzbiecie (Traczyk, 1995) w Karkonoszach, gnejsowo-łupkowej kopule Śnieżnika (Martini, 1979; Traczyk, 1996a), w Hrubym Jeseniku w czeskich Sudetach (Czudek, 1997), a także w wierzchołkowej partii plejstoceńskiego nunataka Ślęży na Przedgórzu Sudeckim (Szczepankiewicz, 1958; Żurawek i Migoń, 1999).

http://rcin.org.pl

Drugi zespól tworzą rozległe, często połogie powierzchnie stokowe, podścielone warstwą heterogenicznych utworów pokrywowych o zróżnicowanej grubości, głównie o charakterze utworów soliflukcyjnych. Skałki są praktycznie nieznane, progi skalne są niskie lub pogrzebane w zwietrzelinie, w obrębie lokalnych zestromień stoku wychodnie podłoża się nie ujawniają, a zwartych pól blokowych brak. Powierzchnie szczytowe, jeśli znajdują się w obrębie tego zespołu form, mają mało wyrazistą, zdominowaną przez spłaszczenia rzeźbę. Taki typ rzeźby cechuje Bazaltową, większość stoków Górzca i niższe partie Muchowskich Wzgórz.

Oba wyróżnione zespoły krajobrazowe występują w różnych piętrach wysokościowych. Formy skalne, terasy i rumowiska bazaltowe występują powyżej 440–450 m npm.; poniżej tej wysokości rzeźba stoków jest dużo mniej urozmaicona. Z racji różnic w hipsometrii poszczególnych wzgórz, oba zespoły są w ich obrębie różnie reprezentowane. Na Ostrzycy całość stoków zbudowanych z bazaltu ma rzeźbę typu pierwszego, na Muchowskich Wzgórza ten typ morfologiczny ograniczony jest do górnych 20–30 m stoku (w profilu pionowym). Na Górzcu jedynie sam wierzchołek wykazuje ślady tego rodzaju mezorzeźby. Z kolei na Bazaltowej zarówno wierzchołek jak i stoki mają rzeźbę typu drugiego, mimo że ich nachylenie miejscami osiąga 30°. Dowodzi to, że różnice są raczej pochodną wysokości bezwględnej niż lokalnej rzeźby, kiedy to można by oczekiwać istnienia pionowego zróżnicowania form dla każdego neku. Potwierdzeniem może być analiza rzeźby innych, niższych wzniesień bazaltowych Pogórza, także nie wykazujących obecności bogatej skalnej mezorzeźby peryglacjalnej (Maciejak, 1988; Zygmunt, 2000).

Jakościowe zróżnicowanie rzeźby peryglacjalnej w pionowym profilu stoku stwierdzone na Pogórzu Kaczawskim ma swoje regionalne analogie. Piętrowość morfologiczna najlepiej wyrażona jest na Ślęży (Zurawek i Migoń, 1999), gdzie wyróżniono piętro górne (powyżej 500–550 m npm.), cechujące się powszechnym występowaniem form skalnych o wysokości nawet do 20 m, klifów mrozowych, stopni krioplanacyjnych, pól blokowych, oddzielone ostrą krajobrazową granicą od piętra środkowego, gdzie dominują pokrywy soliflukcyjne i reliktowe lodowce skalne, zaś skałki i autochtoniczne pola blokowe stają się rzadkie. Granica między piętrami koresponduje z wyznaczonym przez S. Szczepankiewicza (1958) na około 550 m npm. pionowym zasięgiem lądolodu, udokumentowanym obecnością płatów gliny morenowej i eratyków. Stało się to podstawą interpretacji tej granicy jako wąskiej strefy oddzielającej podczas zlodowacenia Odry środowisko peryglacjalne górnych partii stoku od środowiska glacjalnego partii niższych (Żurawek i Migoń, 1999). W literaturze anglojęzycznej granica taka określana jest jako *trimline* (Ballantyne, 1997), który to termin nie ma polskiego odpowiednika. Do podobnych wniosków doprowadziły wcześniej obserwacje wzgórz granitowych i fonolitowych na Pogórzu Łużyckim w Niemczech, gdzie ostańcowe skałki klifów mrozowych występowały tylko powyżej 440 m npm. (Prager, 1987).

http://rcin.org.pl

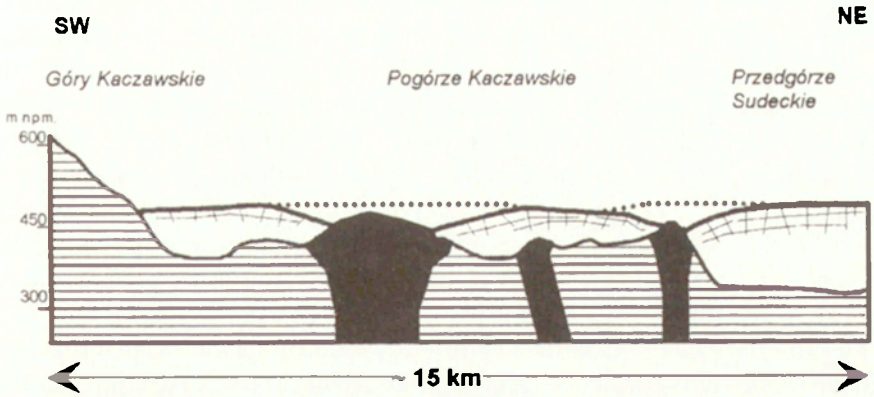
Także A. Martini (1969) przypuszczał, że dobrze rozwinięte formy skałek i teras na wzniesieniach Pogórza Bołkowskiego związane były z ich nunatakowym charakterem w trakcie zlodowacenia Odry. Z kolei F. Kralik (1989) podkreśla obecność spłaszczonych wierzchołków wzniesień bazaltowych i fonolitowych na Pogórzu Frydlandzkim (*Frydlantska pahorkatina*) w zasięgu lądolodu i przypisuje je egzaracji glacjalnej.

Powyższe obserwacje i regionalne analogie skłaniają do wniosku, że stwierdzona granica morfologiczna na wysokości około 450 m npm. może być dolną granicą środowiska peryglacjalnego podczas ostatniego pobytu lądolodu na tym obszarze i wyznaczać położenie jego powierzchni w maksimum rozwoju. W takiej interpretacji Ostrzyca i Muchowskie Wzgórza, ewentualnie także sam wierzchołek Górzca były nunatakami, natomiast pozostałe neki, również niższe, szczegółowo nie opisywane w tym artykule, były skryte pod lodem. Jest ona jednak – jak się wydaje – sprzeczna z rekonstruowanym pionowym zasięgiem lądolodu, wyznaczanym na podstawie położenia wysokościowego utworów glacjalnych. W pobliskich Górach Wałbrzyskich maksymalny zasięg lądolodu określono na podstawie występowania materiału eratycznego na 560–580 m npm. (Schwarzbach, 1942; Szczepankiewicz, 1954), a więc na ponad 100 m wyżej. We wschodniej części Gór Kaczawskich osady lodowcowe stwierdzono między innymi na wododziałach na wschód od Wojcieszowa na wysokości około 450 m npm., w okolicach Mysłowa na 500 m npm., a w obniżeniu Świdnika do 480 m npm. (Teisseyre, 1974; Cwojdziński i Kozdrój, 1994).

Kilka okoliczności wskazuje, że wyżej zarysowana sprzeczność może być pozorna i najwyższe wzniesienia bazaltowe Pogórza Kaczawskiego mogły rzeczywiście być nunatakami nawet w maksimum transgresji. Po pierwsze, nunatakom towarzyszą zwykle obniżenia marginalne, zwłaszcza po stronie dystalnej, dlatego powierzchnia lądolodu wokół nunataków jest lokalnie obniżona. Na lodowcach płd.-zach. Spitsbergenu głębokość takich obniżeń sięga 20 m. Istnienie obniżeń związane jest ze współdziałaniem kilku czynników, z których najważniejsze to różnice w bilansie radiacyjnym pomiędzy odsłoniętą skałą podłoża a lodem (bądź śniegiem) oraz aktywność erozyjna i termoerozyjna wód lodowcowych. Różnice w bilansie radiacyjnym mogły być szczególnie istotne w przypadku ciemnych, pochłaniających promieniowanie bazaltów, z kolei znaczne rozprzestrzenienie utworów wodnolodowcowych wokół Muchowskich Wzgórz potwierdza szczególną rolę wód roztopowych. W sytuacji, kiedy transgredujący lądolód napotykał na ostańcowe wzgórza bazaltowe i stopniowo rosła jego grubość, powyższe okoliczności mogły nawet doprowadzić do powstania nunataków wklęsłych. Wysokość granicy stok skalny/powierzchnia lodu wokół wzniesień nie była zatem tożsama z wysokością powierzchni lodu w pewnym oddaleniu od neków (ryc. 5).

Innym sposobem wyjaśnienia różnicy może być odwołanie się do przestrzennie zróżnicowanych ruchów tektonicznych po okresie zlodowacenia. Ich obecność postulował M. Schwarzbach (1942) próbując wyjaśnić wysokie położenie

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Diagram wyjaśniający nunatakowy charakter najwyższych neków bazaltowych wskutek lokalnego obniżenia powierzchni lądolodu. Uwaga: przekrój ma charakter syntetyczny i nie jest poprowadzony wzdłuż konkretnej linii profilowej

A diagram to explain how the highest residual basalt hills may have become nunataks due to local lowering of the ice-sheet surface. Note that this is a conceptual cross-section of the terrain

eratyków w Górach Sowich, a pogląd ten został potwierdzony bardziej współczesnymi badaniami, m.in. na pobliskim Pogórzu Wałbrzyskim (Krzyszkowski i Stachura, 1998). Podobnych badań w Górach Kaczawskich jednak nie prowadzono, toteż ich poglacjalne tektoniczne podniesienie względem Pogórza pozostaje jedynie w sferze nieudokumentowanych hipotez.

Znaczenie neków w ocenie efektywności morfogenezy plejstoceńskiej

Stwierdzenie obecności dolnej granicy skalnej rzeźby peryglacjalnej na stokach neków bazaltowych, która przetrwała przynajmniej od czasu zlodowacenia Odry, niesie za sobą istotne implikacje do rozważań o efektywności morfogenezy peryglacjalnej w plejstocenie.

Efektywność morfogenezy w warunkach klimatu zimnego jest w ostatnich latach szeroko dyskutowana i często kwestionowana, natomiast akcentuje się raczej powolność peryglacjalnych przekształceń stoku i znaczny udział odziedziczenia rzeźby (André, 1985, 1999; French i Harry, 1992; Thorn, 1992; Ballantyne i Harris, 1994). Chociaż większość peryglacjalnych form i utworów pokrywowych w Sudetach uważana jest za efekt procesów działających w trakcie ostatniego glacjału, to geograficzna analiza występowania zespołów form określanych jako peryglacjalne ujawnia, że w pełni rozwinięte są one wyłącznie w plejstoceńskiej strefie ekstraglacjalnej oraz w obrębie nunataka Ślęży (Traczyk i Migoń, w druku). Uzasadnione wydaje się zatem twierdzenie, że także na nekach Pogórza Kaczawskiego bogaty mezorelief peryglacjalny jest skumulowanym efektem morfogene-

http://rcin.org.pl

zy w wielu okresach chłodnych, a podczas krótkich okresów ociepleń – takich jak holocen – nie zachodziły warunki umożliwiające jego zatarcie. Zakładając odrzański wiek ostatniego zlodowacenia na badanym obszarze, czas niezbędny do rozwoju skalnej rzeźby peryglacjalnej na stokach bazaltowych można szacować na co najmniej 200 tys. lat. Jeśli osady glacjalne pochodzą ze starszego zlodowacenia, przedział czasowy należy istotnie wydłużyć. W tym kontekście warto przytoczyć obserwacje C.K. Ballantyne'a i C. Harrisa (1994) z Wielkiej Brytanii, którzy zwracają uwagę na obecność „klasycznej" rzeźby peryglacjalnej tylko w południowej Anglii, a więc w obszarze, który pozostawał nie zlodowacony przez cały plejstocen.

Obecność *trimline* pozwala także odnieść się do problemu oceny erozyjnych zdolności lądolodu w strefie marginalnej. Możliwości aktywnej erozji (egzaracji) skalnego podłoża przez lądolód w strefie marginalnej w Sudetach i na ich przedpolu były przedmiotem dyskusji (Zimmermann, 1937; Jahn, 1952; Walczak, 1957; Ivan, 1983), a lądolodom ostatecznie przypisano raczej pasywne dopasowanie się do istniejącej konfiguracji terenu i nieznaczne przekształcenie starszej rzeźby.

Obserwacje z neków Pogórza, a także Przedgórza Sudeckiego, pozwalają sądzić, że były one jednak w stanie przynajmniej zniwelować starszy mezorelief peryglacjalny, zniszczyć ostańcowe skałki i usunąć materiał pól blokowych. Nie ma na to wprawdzie bezpośrednich dowodów, jednak trudno znaleźć inne wytłumaczenie sytuacji, w której brak jest rzeźby skalnej na bazaltowych wzniesieniach w zasięgu lądolodu, a jest ona bardzo dobrze rozwinięta na wielu kulminacjach poza tym zasięgiem oraz na nunatakach. Cenne może być tu porównanie neków bazaltowych w położonych poza zasięgiem lądolodu Średniogórzu Czeskim i Górach Łużyckich, gdzie każde większe wystąpienie stanowi wyraźną dominantę krajobrazową o wysokości ponad 100 m i stromych stokach (np. Demek, 1965), z sytuacją na Pogórzach Zachodniosudeckich, gdzie neki są niższe, mają spłaszczone wierzchołki, a urozmaicona rzeźba skalna ogranicza się do opisywanych najwyższych wzniesień. Dodatkowym argumentem za istotną degradacją neków bazaltowych Pogórza Kaczawskiego przez lądolód może być powszechność pseudoeratyków bazaltowych, odnotowywana przy kartowaniu geologicznym w ramach przygotowywania *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów* w skali 1:25 000.

Podsumowanie

Analiza mezorzeźby wybranych neków bazaltowych Pogórza Kaczawskiego dostarcza informacji umożliwiających ocenę czynników decydujących o przebiegu ewolucji morfologicznej i uściślenie regionalnych rekonstrukcji paleogeograficznych.

Neki Pogórza są formami uwarunkowanymi znacznie większą odpornością masywnych bazaltów na procesy niszczące w stosunku do występujących w otoczeniu skał osadowych i o niskim stopniu metamorfizmu. Trwająca kilkanaście

http://rcin.org.pl

milionów lat morfogeneza doprowadziła do powstania twardzielcowych wzniesień ostańcowych o wysokości względnej od 30–40 do 100–150 m. Czynnik strukturalny zadecydował także o powstaniu form mezorzeźby. Rozmieszczenie, lokalizacja i kształt skałek odzwierciedla głównie cechy systemu spękań termicznych w bazalcie; do gęstości spękań nawiązuje także zróżnicowanie strukturalne pokryw blokowych.

Dla dzisiejszego obrazu rzeźby kluczowe znaczenie miało plejstoceńskie zlodowacenie niżowe, które przynajmniej raz objęło Pogórze Kaczawskie, zapewne po raz ostatni w glacjale Odry. Przesłanki geomorfologiczne wskazują, że najwyższe neki bazaltowe Pogórza mogły być nunatakami przez cały okres transgresji i recesji lądolodu, co było możliwe dzięki lokalnemu obniżeniu jego powierzchni o 20–30 m. Egzaracja zatarła starszy mezorelief peryglacjalny na wzgórzach przykrytych lodem, natomiast na nunatakach rzeźba peryglacjalna mogła kształtować się nieprzerwanie przez cały plejstocen. Okres od deglacjacji lądolodu Odry do dzisiaj okazał się zbyt krótki, aby na poddanych egzaracji wzniesieniach bogaty inwentarz form i pokryw peryglacjalnych mógł się ponownie rozwinąć. Pozwala to przypuszczać, że także peryglacjalny rys wyższych partii Sudetów jest skumulowanym efektem wielu okresów zimnych w plejstocenie i nie powinien być wiązany tylko z vistulianem.

*

Podziękowania. Za konstruktywne uwagi do dyskusji nad nunatakowym charakterem opisywanych wzgórz autorzy kierują podziękowania do Jacka Jani, Sławka Tułaczyka i Andrzeja Traczyka. Dziękują także dyrekcji Parku Krajobrazowego „Chełmy" w Myśliborzu za pomoc w trakcie prac terenowych.

Piśmiennictwo

André M.F., 1985, *Dating slope deposits and estimating rates of rock wall retreat in northwest Spitsbergen by lichenometry*, Geografiska Annaler, 68A, s. 65–75.

–, 1999, *La livrée périglaciaire des paysages polaires: l'arbre qui cache la forêt*, Géomorphologie, 3, s. 231–252.

Badura J., Przybylski B., 1998, *Zasięgi lądolodów plejstoceńskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Walem Śląskim*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 385, s. 9–28.

Ballantyne C.K., 1997, *Periglacial trimlines in the Scottish Highlands*, Quaternary International, 38/39, s. 119–136.

Ballantyne C.K., Harris C., 1994, *The Periglaciation of Great Britain*, Cambridge University Press, Cambridge.

Baraniecki L., 1952, *Goloborza Ostrzycy i Sobótki*, Czasopismo Geograficzne, 21/22, s. 439–440.

Birkenmajer K., 1967, *Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej*, Ochrona Przyrody, 32, s. 225–276.

Birkenmajer K., Jeleńska M., Kądziolko-Hofmokl M., Kruczyk J., 1977, *Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland) based on K-Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47, s. 545–552.

http://rcin.org.pl

Cwojdziński S., Kozdrój W., 1994, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Wojcieszów.*

Czudek Ti, 1997, *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*, Sursum, Tišnov.

Demek J. (red.), 1965, *Geomorfologie českych zemí*, Academia, Praha.

Dyjor S., Kościówko H., 1986, *Rozwój wulkanizmu i zwietrzelin bazaltowych Dolnego Śląska*, Archiwum Mineralogiczne, 41, s. 111–122.

French H. M., Harry D.G., 1992, *Pediments and cold-climate conditions, Barn Mountains, unglaciated Northern Yukon, Canada*, Geografiska Annaler, 74A, s. 145–157.

Grocholski A., Jerzmański J., 1975, *Zabytki paleowulkanizmu na Dolnym Śląsku w świetle ochrony przyrody*, Ochrona Przyrody, 40, s. 291–342.

Ivan A., 1983, *Geomorfologické poměry Zulovské pahorkatiny*, Zprávy Geografického Ustavu CSAV, 20(4), s. 49–69.

Jahn A., 1952, *W sprawie wygladów lodowcowych w Sudetach*, Czasopismo Geograficzne, 21/22, s. 360–366.

Jahn A., Szczepankiewicz S., 1967, *Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola*, [w:] R. Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 397–430.

Jerzmański J., Śliwa Z., 1979, *Bazalty*, [w:] *Surowce mineralne Dolnego Śląska*, Ossolineum, Wrocław, s. 259–269.

Králik F., 1989, *Nové poznatky o kontinentálních zaledněních severních Čech*, Sbornik geologickych věd, A19, s. 9–74.

Krzyszkowski D., Stachura R., 1998, *Late Quaternary valley formation and neotectonic evolution of the Wałbrzych Upland, Middle Sudeten Mts., Southwestern Poland*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 68, s. 23–60.

Leśniewicz S., 1996, *Morfologia peryglacjalna północnych stoków Łabskiego Szczytu w Karkonoszach*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1808, Prace Instytutu Geograficznego, A8, s. 81–91.

Maciejak K., 1988, *Morfologia wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego*, maszynopis w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Wrocławskiego.

Martini A., 1969, *Sudetic tors formed under periglacial conditions*, Biuletyn Peryglacjalny, 19, s. 351–369.

–, 1979, *Peryglacjalny charakter wierzchowiny Masywu Śnieżnika Kłodzkiego*, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, 20, s. 203–217.

Oberc J., Dyjor S., 1973, *Postępy erozji młodotrzeciorzędowej w okolicy Leśnej na Pogórzu Izerskim*, Przegląd Geologiczny, 21, s. 177–182.

Präger F., 1987, *Zum Alter der Gipfelklippen und Blockmeere im Lausitzer Bergland*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 131, s. 133–135.

Schwarzbach M., 1942, *Das Diluvium Schlesiens*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 86, s. 189–246.

Szczepankiewicz S., 1954, *Morfologia Sudetów Wałbrzyskich*, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, B65.

–, 1958, *Peryglacjalny rozwój stoków Masywu Ślęży*, Biuletyn Peryglacjalny, 6, s. 81–92.

Śliwa Z., 1967, *Właściwości strukturalne bazaltów Śląska*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 37, s. 435–453.

Teisseyre H., 1974, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Bolków.*

Thorn C.E., 1992, *Periglacial geomorphology: What, Where, When?* [w:] J.C. Dixon, A.D. Abrahams (red.), *Periglacial Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichester, s. 1–30.

Traczyk A., 1995, *Morfologia peryglacjalna Śnieżki i Czarnego Grzbietu w Karkonoszach*, Czasopismo Geograficzne, 66, s. 157–173.

–, 1996a, *Formy i osady peryglacjalne w masywie Śnieżnika Kłodzkiego*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1808, Prace Instytutu Geograficznego, A8, s. 111–119.

–, 1996b, *Geneza i znaczenie stratygraficzne rytmicznie warstwowanych osadów stokowych w Sudetach,*

http://rcin.org.pl

Acta Universitatis Wratislaviensis, 1808, Prace Instytutu Geograficznego, A8, s. 93–104.
Traczyk A., Migoń P., w druku, *Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history*, Acta Universitatis Carolinae, Geographica, Supplement.
Walczak W., 1957, *Geneza form polodowcowych na przełęczach Sudetów kłodzkich*, Czasopismo Geograficzne, 28, s. 3–28.
–, 1972, *Sudety i Przedgórze Sudeckie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski, t. 1*, PWN, Warszawa, s. 167–231.
Wocke M.F., 1927, *Der Basalt in der schlesichen Landschaft*, Veröffentlichungen des schlesichen Gesellschaft für Erdkunde, 5.
Zimmermann E., 1937, *Erläuterungen zu Blatt Hirschberg*, Geologische Karte von Preußen 1:25 000, Berlin.
Zimmermann E., Kühn B., 1936, *Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schönau*, Geologische Karte von Preußen 1:25 000, Berlin.
Zygmunt M., 2000, *Rzeźba neków bazaltowych w Parku Krajobrazowym „Chełmy"*, maszynopis w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Wrocławskiego.
Zurawek R., Migoń P. 1999, *Peryglacjalna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby*, Acta Geographica Lodziensia, 76, s. 133–155.

[Wpłynęło: marzec 2002 r.]

PIOTR MIGOŃ
KRZYSZTOF MACIEJAK
MAŁGORZATA ZYGMUNT

PERIGLACIAL MORPHOLOGY OF BASALT HILLS IN THE KACZAWA UPLAND (WESTERN SUDETES)

The Western Sudetes have more than 300 outcrops of Miocene volcanic rocks, mainly of basaltic composition. The largest of these are of distinctive morphology and support steep-sided residual hills up to 150 m high. Despite their morphological prominence, these landforms and their Pleistocene history are poorly known and have never been reported on in detail.

This paper has therefore subjected five residual basalt hills to detailed analysis (Fig. 1). These are Ostrzyca (501 m a.s.l.), Muchowskie Wzgórza (475 m a.s.l.), Górzec (445 m a.s.l.), Bazaltowa (370 m a.s.l.) and Wilcza Góra (373 m a.s.l.). Wilcza Góra is the only one to have been quarried extensively, with the result that long sections of Pleistocene slope deposits have been exposed. The remaining hills have been much less altered, allowing the inherited Pleistocene slope form to be recognised. Each of the hills described is located within the limit of the Pleistocene ice-sheet, the surface of which is thought to have been at c. 450–550 m a.s.l.

The two highest hills support numerous rock outcrops (tors, used in the non-genetic meaning). However, their characteristics differ between the hills, primarily as a result of differences in overall morphology. On the steep (> 30°) slopes of the Ostrzyca hill they take the form of asymmetric pillars and pinnacles of up to 6–8 m; with the summit part being a rock crest 10 m high. The much gentler slopes of the Muchowskie Hills (10–15°)

http://rcin.org.pl

have basalt cropping out as low cliffs generally running parallel to the contours. They bear similarities to frost-riven cliffs known from periglacial environments. The distribution of rock outcrops on slopes is controlled by structure; they occur where joint density decreases locally or columnar jointing surfaces dip into the slope (Fig. 2).

Two main types of slope deposits have been distinguished, i.e. block fields and heterogeneous covers composed of fine debris, sand, silt and occasional larger clasts. The steep slopes of the Ostrzyca hill bear extensive screes built of angular basalt clasts (Fig. 3), whose lobate fronts point to the former creep of ice-cemented debris cover. The block fields on the Muchowskie Wzgórza are associated with rock cliffs. Heterogeneous covers are up to 5 m thick and may occur in many layers stacked upon one another (Fig. 4). Their structural and textural features (Fig. 4, 5, 6) indicate transport accomplished chiefly by solifluction.

The spatial distribution of rock outcrops and slope covers is such that two altitudinal zones each with different sets of landforms are identifable on the slopes, with the separating boundary at 430–450 m a.s.l. Rock outcrops and block fields are confined to the upper zone and occur on three of the five hills analysed in this paper. No tor-and-block field associations have been recognised on any of the remaining, less elevated (i.e. <430 m a.s.l.) basalt residuals in the region. On the basis of this evidence and regional analogies we hypothesise that the 430–450 m a.s.l. boundary may have been a glacial trimline during the Pleistocene, with the summit parts of the highest hills perhaps remaining as nunataks during glaciation. This interpretation is in apparent conflict with another one holding that the ice-sheet surface was at between 450 m and possibly 550 m a.s.l. However, the ice surface may locally have been lowered around the hills (Fig. 7), primarily in reflection of differences in the radiation balance between adjacent light (ice) and dark (basalt) surfaces, as well as of the augmenting action of meltwater. As the last transgression of the ice-sheet predated the Last Glacial, we suggest that the duration of one glacial period alone was insufficient to create, or re-create, the rich periglacial relief on formerly trimmed slopes.

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 509–528

Geomorfologiczne i geologiczne uwarunkowania rozwoju koryta Drwęcy pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem

Geomorphological and geological conditions of channel development of the Drwęca River between Golub-Dobrzyń and Elgiszewo

DANUTA SZUMIŃSKA
Instytut Geografii, Akademia Bydgoska, 85-428 Bydgoszcz, ul. Mińska 15;
e-mail: dszum@ab-byd.edu.pl

Zarys treści. Podjęto próbę wyjaśnienia znacznych różnic w wykształceniu współczesnego koryta Drwęcy na odcinku pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem. Stwierdzono, że zróżnicowanie biegu rzeki zostało spowodowane krzyżowaniem się rynien subglacjalnych z doliną oraz zmiennym położeniem stropu iłów plioceńskich. W wyniku znacznego tempa obniżania się bazy erozyjnej Drwęcy od przełomu starszego dryasu i allerödu, układ koryta na niektórych odcinkach został zachowany.

Słowa kluczowe: morfologia, budowa geologiczna, procesy erozyjne, zróżnicowanie biegu rzeki, Drwęca.

Wprowadzenie

Dolina Drwęcy była przedmiotem badań głównie z zakresu geomorfologii. Istniejące opracowania dotyczą rozwoju pradoliny i doliny Drwęcy (Galon, 1931; Churski, 1961; Niewiarowski, 1968; Wiśniewski, 1971; Niewiarowski i Noryśkiewicz, 1983). Rzadziej zajmowano się natomiast holoceńską historią doliny oraz problemami współczesnych procesów rzecznych i czynników je warunkujących. W tym zakresie większość opracowań dotyczy akumulacji osadów powodziowych (Szmańda i Hołowiecki, 1997; Szmańda, 1998).

W przypadku innych rzek polskich prowadzono badania mające na celu odtworzenie ewolucji procesów rzecznych od późnego vistulianu do czasów obecnych w aspektach: jakościowym (Falkowski, 1971, 1975; Mycielska-Dowgiałło, 1972, 1978; Kozarski i Rotnicki, 1978; Starkel, 1977, 1983; Andrzejewski, 1984, 1994; Florek, 1991) oraz ilościowym (Rotnicki, 1983, 1991, 1996; Gonera, 1986; Antczak, 1986; Rotnicki i Młynarczyk, 1989; Kalicki, 1996; Kaczmarzyk, 1997). Z powyższych opracowań wynika, że głównymi przyczynami zmian układu koryt rzecznych i ich parametrów były: proces wycofywania się lądolodu i zanik

http://rcin.org.pl

bryl martwego lodu oraz przemiany klimatyczne i ich efekty w postaci zmian wielkości przepływów, a także typu i zwartości szaty roślinnej. W młodszej części holocenu działalność człowieka stała się dodatkowym czynnikiem modyfikującym układ koryt w sposób bezpośredni (regulacje) i pośredni (wylesienie zlewni).

Podejmowane próby usystematyzowania przyczyn zmian przebiegu procesów hydrologicznych w późnym vistulianie i holocenie pomijają często rolę lokalnych warunków geologicznych i morfologicznych. Wiadomo jednak, że warunki te mogą w sposób znaczący determinować współczesne procesy fluwialne (Wolman i Miller, 1960; Sunborg, 1978; Shen, 1979; Knighton, 1984).

Cel, zakres i metody pracy

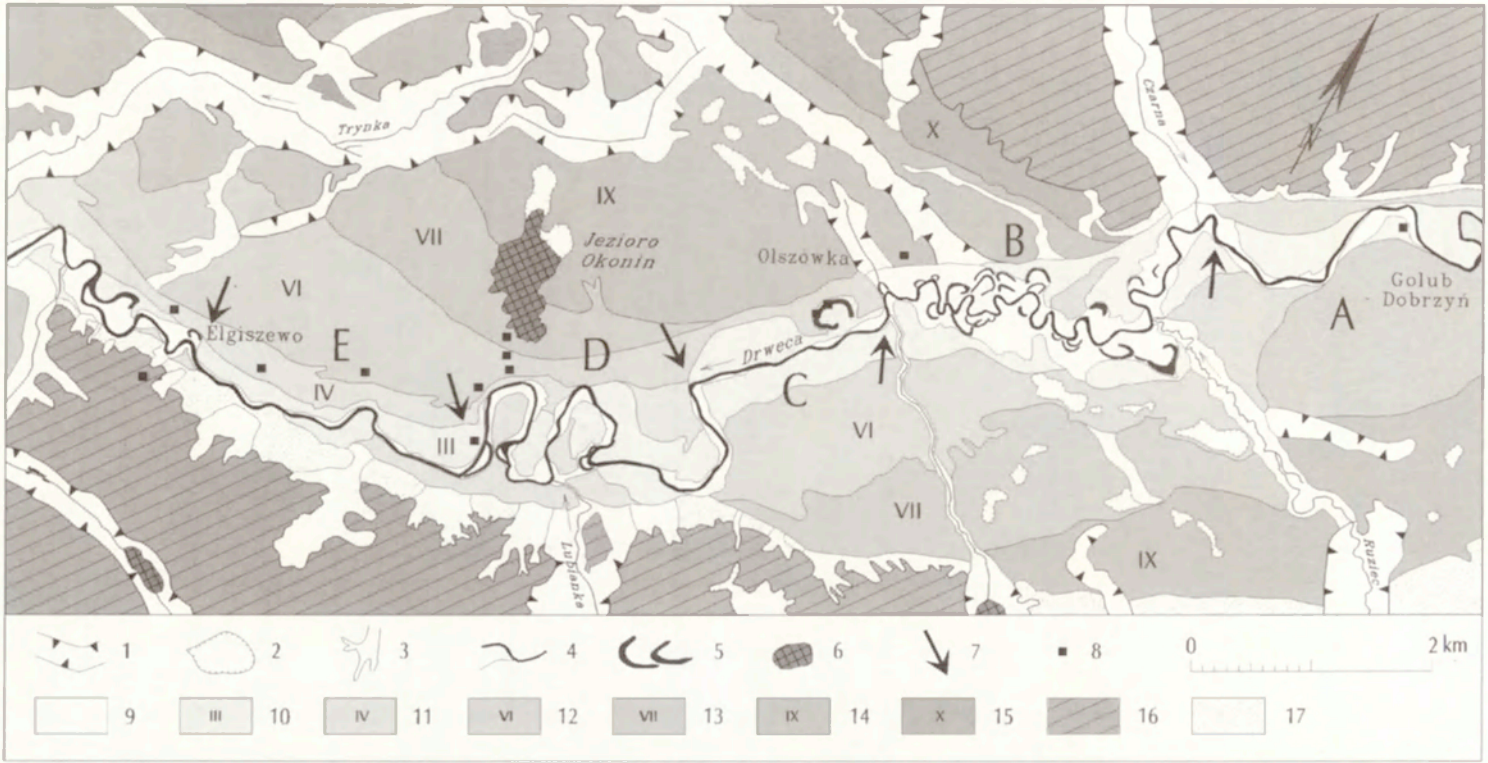
Celem przeprowadzonych badań było wyjaśnienie przyczyn znacznego zróżnicowania przebiegu koryta Drwęcy na około 15-kilometrowym odcinku pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem.

Podczas badań realizowanych w ramach pracy magisterskiej (Szumińska, 1998) zwrócono uwagę na różnice zaznaczające się w budowie i morfologii dna doliny Drwęcy na odcinku od Golubia-Dobrzynia do Olszówki, w stosunku do sąsiednich fragmentów. Analiza zdjęć lotniczych oraz uzupełniające badania terenowe ujawniły znaczną liczbę paleomeandrów oraz liczne formy świadczące o znacznej migracji bocznej koryta na tym odcinku.

W ramach niniejszego opracowania zwiększono obszar badań o odcinek Drwęcy od Olszówki do Elgiszewa. Rzekę na całym odcinku (od Golubia-Dobrzynia do Elgiszewa) podzielono na fragmenty o różnym przebiegu koryta (ryc. 1) oraz wykonano pomiary morfometryczne koryta, a także wybranych elementów doliny (na mapie topograficznej w skali 1:10 000; tab. 1). W każdym z wyróżnionych fragmentów dokonano pomiarów długości koryta, długości dna doliny i długości doliny wzdłuż osi terasy III oraz szerokości dna doliny i szerokości doliny w poziomie terasy III. Jako dodatkowe kryteria odróżniające poszczególne odcinki przyjęto obecność i liczebność paleokoryt na terasach, świadczące o intensywności procesu meandrowania. Obliczono krętość rzeki oraz wybrane parametry współczesnych zakoli dla każdej z wyróżnionych stref. Przy obliczaniu krętości koryta, obok jego długości, uwzględniono długość dna doliny i długość doliny w poziomie terasy III, mierzone wzdłuż ich osi. Taki dobór danych był podyktowany specyficzną morfologią badanego fragmentu doliny Drwęcy. Koryto przebiega tu w kotlinowatym rozszerzeniu doliny, wobec czego jej oś wyznaczona w stosunku do krawędzi najwyższych teras nawiązuje do warunków panujących w okresie schyłku ostatniego zlodowacenia, natomiast procesy odpowiedzialne za zróżnicowanie biegu badanego fragmentu koryta dotyczą okresu od formowania się terasy III do czasów obecnych.

Wykonano szkic geomorfologiczny (ryc. 1) na podkładzie topograficznym w skali 1:25 000, korzystając z mapy geomorfologicznej w skali 1:50 000 (1965) oraz mapy geomorfologicznej w skali 1:5 000 (Szumińska, 1998).

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna doliny Drwęcy (część zachodnia, do granicy odcinków C i D – za Galonem, 1965; część wschodnia – oprac. własne)
1 – rynny subglacjalne, 2 – wytopiska, 3 – dolinki, 4 – sieć rzeczna, 5 – paleokoryta, 6 – jeziora, 7 – granice wydzielonych odcinków koryta, 8 – odwierty geologiczne, 9 – dno doliny, 10–14 – terasy dolinne, 15 – terasa pradolinna, 16 – wysoczyzna morenowa, 17 – zbocza wysoczyzny; A–E – wydzielone odcinki koryta

Geomorphological map of the Drwęca River valley (western part, to boundary of sections C and D, after Galon, 1965; eastern part – author's study)
1 – subglacial channels, 2 – kettles, 3 – small valleys, 4 – river system, 5 – paleochannels, 6 – lakes, 7 – borders of distinguished channel sections, 8 – geological bores, 9 – valley bottom, 10–14 – valley terraces, 15 – ice-marginal stream terrace, 16 – moraine plateau, 17 – slopes of plateau, A–E – distinguished channel sections

http://rcin.org.pl

Ponadto przeanalizowano zaleganie stropu iłów plioceńskich (ryc. 4–7), korzystając z wierceń Archiwum Geologicznego w Bydgoszczy oraz wierceń własnych (lokalizacja na ryc. 1). Do analizy wybrano odwierty położone w najbliższym sąsiedztwie dna doliny.

Różnice morfologii zakoli wyróżnionych odcinków przedstawiono na profilach (ryc. 5–7).

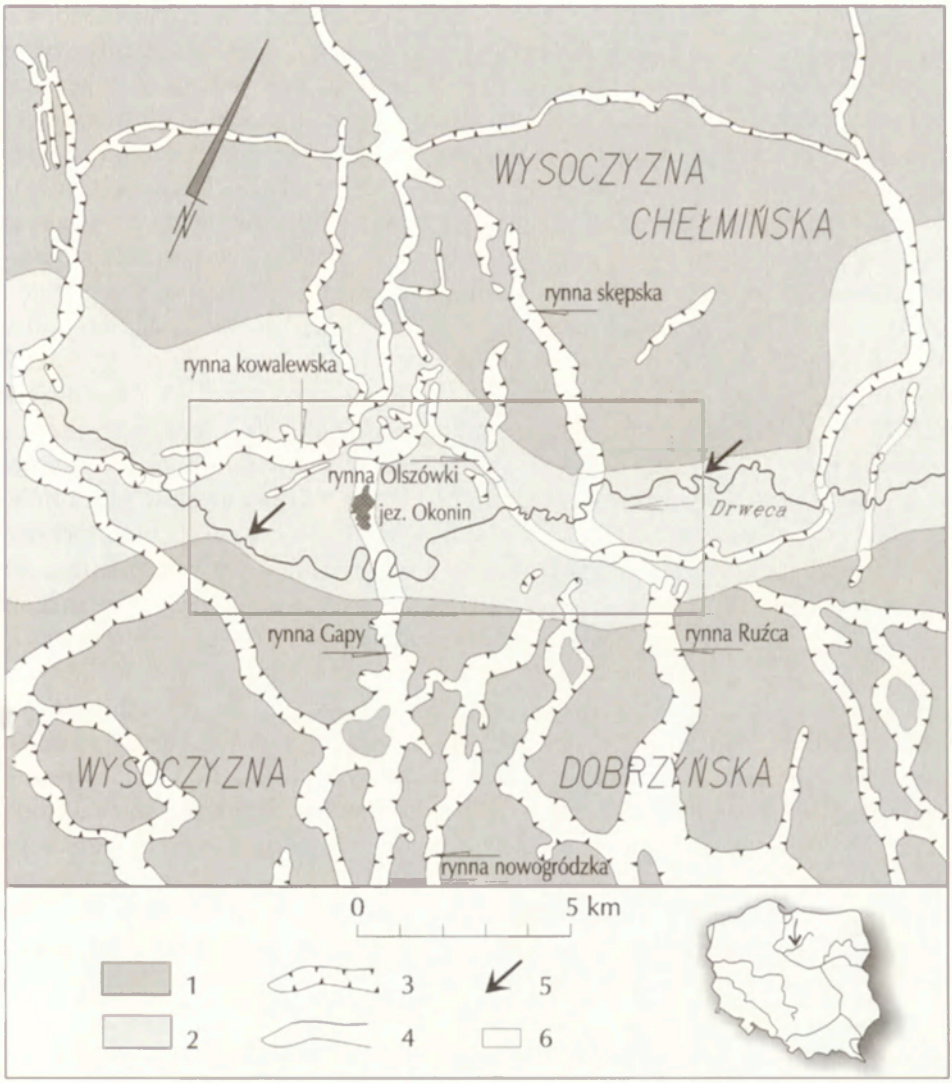
Omówiona w opracowaniu charakterystyka otoczenia Drwęcy została ograniczona do elementów morfologii wywierających, zdaniem autorki, znaczący wpływ na przebieg współczesnego koryta.

Geneza rzeźby otoczenia badanego odcinka koryta Drwęcy

Analizowany fragment koryta Drwęcy znajduje się w dolnym, najstarszym odcinku doliny, położonym pomiędzy dwoma obszarami wysoczyznowymi: Wysoczyzną Chełmińską na północy oraz Wysoczyzną Dobrzyńską na południu (ryc. 2). Ta część doliny stanowiła pierwotnie drogę odpływu wód z sandrów chełmżyńskiego, wąbrzeskiego i jabłonowskiego podczas postoju lądolodu na linii wąbrzeskich moren czołowych (Niewiarowski, 1968). Nie zachowały się terasy związane z odpływem wód roztopowych podczas oscylacji krajeńsko-wąbrzeskiej. Prawdopodobnie zostały zniszczone przez bardziej dynamiczny odpływ wód sandrowych podczas fazy pomorskiej. Powstanie najstarszych zachowanych teras w dolinie Drwęcy – XI i X wiązane jest z odpływem z sandrów ostródzkiego i iławskiego podczas maksimum fazy pomorskiej oraz oscylacji kaszubskiej. Dolina była wówczas wschodnim przedłużeniem pradoliny Noteci-Warty (Niewiarowski, 1968). Dalszy rozwój doliny był związany z działalnością wód rzecznych, pochodzących między innymi z topnienia licznie występujących na tym terenie bryl martwego lodu. W okresie późnego vistulianu wykształciła się większość teras dolinnych IX–I (Niewiarowski, 1968; Niewiarowski i Noryśkiewicz, 1983).

Teren badań jest prawie w całości położony w jednym z rozszerzeń doliny Drwęcy – Kotlinie Elgiszewskiej, jedynie wschodni fragment znajduje się w tzw. zwężeniu golubsko-dobrzyńskim (Niewiarowski, 1968; ryc. 1). Kotlina Elgiszewska rozpoczyna się na wysokości ujścia Ruźca – lewobrzeżnego dopływu Drwęcy, a kończy około dwa kilometry na zachód od Elgiszewa. W morfologii doliny dominują wyraźnie terasy X, IX, VII i VI, których krawędzie przebiegają równolegle do krawędzi Kotliny. Terasy III i IV nawiązują swoim przebiegiem do współczesnego biegu rzeki. Spośród dwóch ostatnich lepiej zachowana jest terasa III. Z przebiegu teras wynika, że w zachodniej części analizowanego obszaru koryto (koryta) ulegało stałemu przemieszczaniu od krawędzi Wysoczyzny Chełmińskiej w kierunku krawędzi Wysoczyzny Dobrzyńskiej, natomiast w części wschodniej – w kierunku przeciwnym.

http://rcin.org.pl



Ryc. 2. Układ rynien subglacjalnych w stosunku do doliny dolnej Drwęcy
(za Niewiarowskim, 1968, zmienione)
1 – wysoczyzna morenowa, 2 – dolina Drwęcy, 3 – rynny subglacjalne, 4 – przypuszczalny przebieg zniszczonych odcinków rynien subglacjalnych, 5 – granice badanego fragmentu rzeki Drwęcy, 6 – zasięg ryciny 1

System of subglacial channels in regard to lower Drwęca River valley
(after Niewiarowski, 1968, modified)
1 – moraine plateau, 2 – Drwęca valley, 3 – subglacial channels, 4 – presumed course of destroyed sections of subglacial channels, 5 – borders of investigated part of Drwęca river, 6 – range of Figure 1

http://rcin.org.pl

Początek meandrowania Drwęcy wyznacza powstanie najstarszych zachowanych paleomeandrów. Zostało ono wydatowane na okres starszego dryasu i początek allerödu (Niewiarowski i Noryśkiewicz, 1983). Jeszcze w późnym glacjale Drwęca osiągnęła więc warunki hydrodynamiczne umożliwiające tworzenie meandrów. Na badanym odcinku stwierdzono obecność jednego paleomeandra położonego na prawobrzeżnej terasie III w okolicy Olszówki (ryc. 1).

Istotnym elementem zaznaczającym się w morfologii otaczających wysoczyzn i doliny Drwęcy są rynny subglacjalne, których powstanie jest związane z postojem lądolodu na linii moren chrostkowsko-rypińskich (Niewiarowski, 1968). Rynny krzyżują się tu z doliną Drwęcy, niektóre z nich zmieniają na linii doliny kierunek z południkowego na równoleżnikowy (ryc. 2). Przyczyną częstej zmiany kierunku rynien jest prawdopodobnie wzmiankowana przez W. Okołowicza (1948) obecność starszych (możliwe, że interglacjalnych) obniżeń w miejscu aktualnej doliny. Obniżenia te mogły predysponować kierunki odpływu wód, początkowo subglacjalnych w rynnach, a później marginalnych w pradolinie. Fakt przetrwania rynien nawet w obrębie niższych teras jest związany z procesem konserwacji przez bryły martwego lodu i ich późniejszym wytapianiem się (Niewiarowski, 1968). Na badanym odcinku doliny główny okres wytapiania się martwego lodu w rynnach nastąpił po usypaniu terasy VI (w jej poziomie występują znaczne odcinki dobrze zachowanych form rynnowych; ryc. 1). Jedynie ujście rynny kowalewskiej rozcina niżej położony poziom IV. Jednocześnie krawędź terasy VI jest w wielu miejscach rozcięta przez dolinki erozyjne uchodzące z zagłębień wytopiskowych w kierunku niższych teras (IV i III). W poziomie terasy III nie spotyka się na tym odcinku doliny wyraźnych zagłębień wytopiskowych. Według W. Niewiarowskiego (1968) wytapianie lodu pogrzebanego w rynnach na tym obszarze rozpoczęło się w allerödzie i trwało jeszcze w pierwszych fazach holocenu. Brak zagłębień wytopiskowych na niższych terasach III i IV wynika prawdopodobnie z ich położenia (około 40 metrów niżej) w stosunku do powierzchni otaczających wysoczyzn.

Współczesne zróżnicowanie biegu rzeki

Na podstawie różnic w przebiegu koryta oraz rozmiarów zakoli, Drwęcę na odcinku od Golubia-Dobrzynia do Elgiszewa podzielono na pięć odcinków oznaczonych kolejno A, B, C, D i E (ryc. 1). Odcinki A i D mają przebieg kręty, odcinek B – przebieg meandrowy, natomiast C i E – prawie prosty.

W obrębie krętego odcinka A zakola mają charakter ześlizgowy i wymiary wielkopromienne ($R_{śr}$ = 254 m, $h_{śr}$ = 278 m, $\lambda_{śr}$ = 592 m; ryc. 1, tab. 1). Krętość koryta obliczona w stosunku do dna doliny wynosi 1,10, natomiast w stosunku do terasy III – 1,68. Szerokość równiny zalewowej jest niewielka i wynosi średnio 120 m, natomiast szerokość terasy III wynosi średnio 550 m. Spadek dna doliny osiąga wartość 0,6 ‰ (ryc. 3). Proces wymuszonego przesuwania bocznego kory-

http://rcin.org.pl

Tabela 1. Wybrane elementy morfometrii koryta i doliny Drwęcy

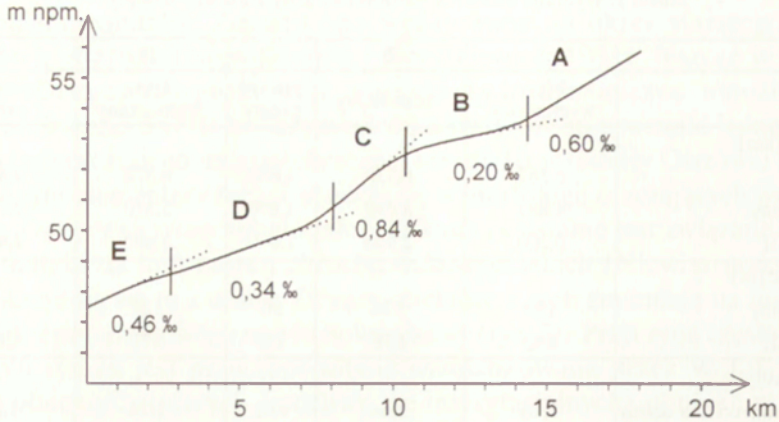
Odcinek	A	B	C	D	E
Bieg rzeki	kręty wymuszony	meandrowy	prawie prosty	kręty wymuszony	prawie prosty
Długość (km):					
– koryta	5,367	6,530	1,880	6,572	2,885
– dna doliny	4,887	3,990	1,870	5,310	2,733
– terasy III	3,200	2,960	1,670	2,600	2,495
Szerokość (m):					
– dna doliny	120	374	90	127	77
– terasy III	550	838	550	571	264
Krętość koryta:					
– w stosunku do dna doliny	1,10	1,64	1,01	1,24	1,06
– w stosunku do terasy III	1,68	2,21	1,13	2,53	1,16
Geneza zakoli współczesnego koryta	zakola ześlizgowe modyfikowane przez inicjalne meandrowanie swobodne w poziomie dna doliny	meandrowanie swobodne w poziomie dna doliny	brak	zakola ześlizgowe modyfikowane przez inicjalne meandrowanie swobodne w poziomie dna doliny	nieznaczne meandrowanie w poziomie dna doliny
Parametry zakoli i paleomeandrów[1].	4[2]	20	1	4	1
– promień krzywizny *R* (m):					
– średni[3]	254	66	*153*	284	88
– min.	138	30		201	
– maks.	378	128		458	
– wysokość zakola *h* (m):					
– średnia	278	103	*140*	446	155
– min.	250	55		405	
– maks.	305	156		470	
– szerokość zakola *λ* (m):					
– średnia	592	126	*300*	479	210
– min.	340	55		240	
– maks.	960	247		870	
Liczba starorzeczy:					
– w poziomie dna doliny	0	25	0	3	0
– w poziomie terasy III	0	0	1	0	0

[1] Podane parametry dotyczą zakoli obecnego koryta, jedynie w przypadku odcinka C pomierzono parametry paleokoryta (wartości podane kursywą), ponieważ na tym odcinku nie ma współcześnie zakoli.

[2] Liczba pomierzonych zakoli.

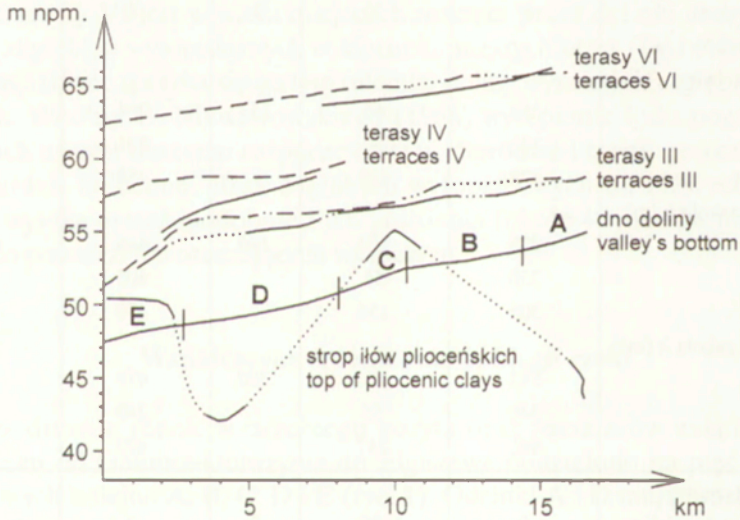
[3] Wybrano największe (maks.) i najmniejsze (min.) wartości parametrów zakoli na danym odcinku oraz wartości średnie obliczone z wszystkich pomierzonych zakoli na danym odcinku.

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Profil podłużny dna doliny Drwęcy na odcinku pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem. Na profilu oznaczono granice wydzielonych odcinków o różnym przebiegu koryta (porównaj ryc. 1) oraz podano spadki podłużne dna doliny dla tych odcinków

Longitudinal profile of Drwęca River valley bottom in section between Golub-Dobrzyń and Elgiszewo. Borders of distinguished sections of different channel courses (compare Fig. 1) and valley bottom longitudinal slopes in these sections are marked in the profile



Ryc. 4. Profile podłużne teras oraz położenie stropu iłów plioceńskich na odcinku doliny Drwęcy pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem. Linie ciągłe – terasy lewobrzeżne, linie przerywane – terasy prawobrzeżne, odcinki wykropkowane – brak ciągłości teras

Longitudinal profiles of terraces and location of top of pliocene clays in the Drwęca River valley between Golub-Dobrzyń and Elgiszewo. Continuous lines – left-bank terraces, interrupted lines – right-side terraces, dotted lines – discontinuous terraces

http://rcin.org.pl

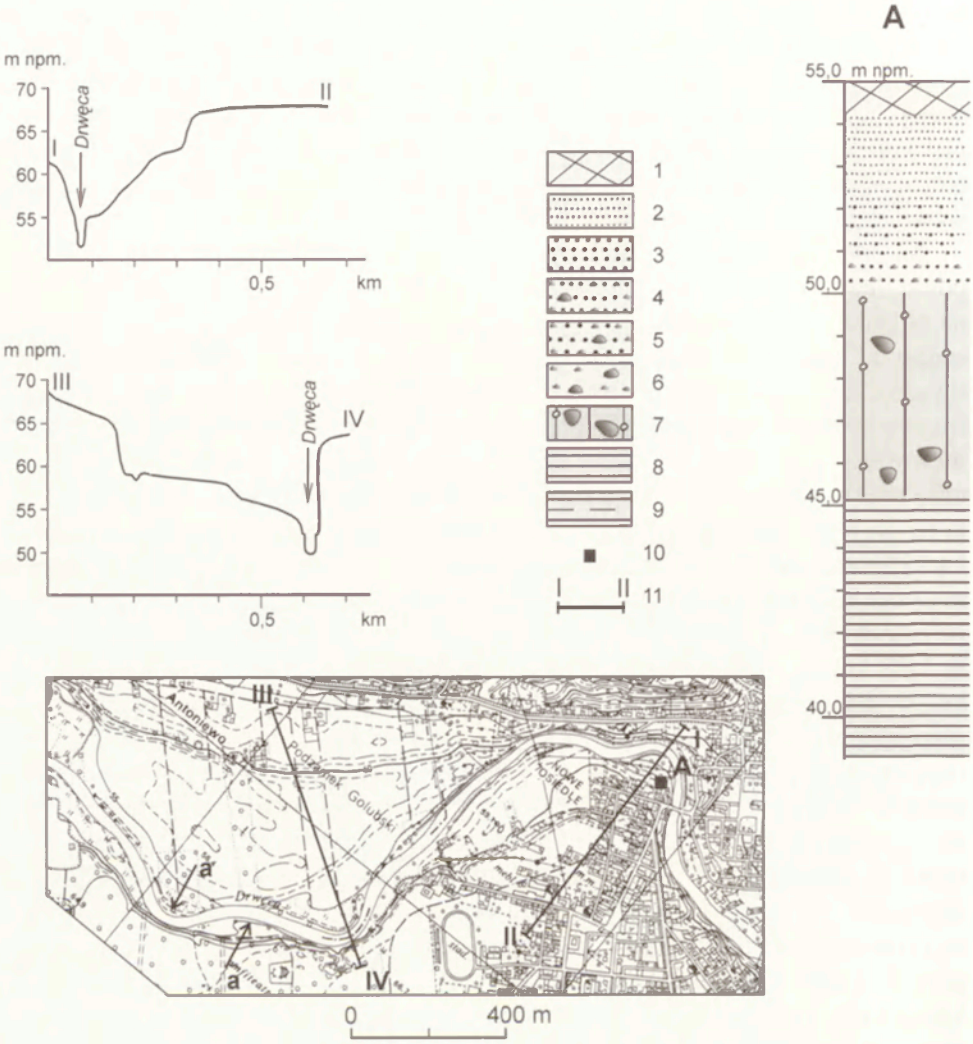
ta rozpoczął się w poziomie terasy III, położonej bezpośrednio powyżej dna doliny, a jego efektem jest wyraźne nachylenie powierzchni w kierunku koryta (ryc. 5). Wąska równina zalewowa nawiązuje swym przebiegiem do zakoli ześlizgowych. Proces migracji bocznej koryta zachodzący w jej poziomie modyfikuje pierwotny przebieg zakoli ześlizgowych (ryc. 5A). Meandrowanie w poziomie równiny zalewowej jest ograniczone (skrępowane) przez wysokie krawędzie wyższych poziomów terasowych.

Na odcinku B współczesne koryto Drwęcy ma przebieg meandrowy. Zakola powstałe w wyniku swobodnego meandrowania wykazują rozmiary mniejsze niż na odcinku A ($R_{śr}$ = 66 m, $h_{śr}$ = 106 m, $\lambda_{śr}$ = 123 m). Krętość obliczona w stosunku do dna doliny wynosi 1,64, a w stosunku do terasy III – 2,21. Dno doliny stanowi szeroka równina zalewowa (średnio 374 m) oraz słabo zaznaczające się fragmenty terasy nadzalewowej. Podcina ono głównie terasę III, chociaż miejscami również poziomy wyższe. Terasa III jest w znacznym stopniu zniszczona w wyniku migracji bocznej koryta. Z zachowanych jej fragmentów widać, że również ta terasa wykazuje większą szerokość (średnio 838 m), niż na pozostałych odcinkach. Spadek dna doliny (0,20‰) jest mniejszy niż na odcinku A, a także kolejnych odcinkach C, D i E (ryc. 3). Wynikiem intensywnego meandrowania są liczne paleokoryta, urozmaicające dno doliny na całej szerokości i długości odcinka B. Dawne koryta mają różną wielkość, przy czym ich wymiary są zbliżone do zakoli współczesnych. Różny jest też stopień ich transformacji – niektóre funkcjonują jako płytkie, zarastające zbiorniki, inne uległy już całkowitemu wypełnieniu osadami mineralnymi oraz biogenicznymi i są widoczne jedynie na zdjęciach lotniczych. Licznie reprezentowane są odsypy meandrowe wraz z towarzyszącymi im zagłębieniami. Obecność tych form świadczy o znacznej migracji bocznej koryta w poziomie dna doliny. Opisane powyżej cechy równiny zalewowej (duża szerokość, bogata morfologia), a także znaczne zniszczenie terasy III wskazują, że przebieg koryta jest związany na tym odcinku, w odróżnieniu do odcinka A, głównie z meandrowaniem zachodzącym w poziomie współczesnego dna doliny. Układ koryta nie nawiązuje tu, jak w przypadku strefy A, do terasy III. Różnice pomiędzy odcinkami A i B, a także pomiędzy odcinkiem B i kolejnymi D i E widoczne są na profilach przedstawiających morfologię zakoli (ryc. 5, 6 i 7). Jedynie w przypadku strefy B równina zalewowa występuje po jednej i po drugiej stronie koryta, a jej morfologia wskazuje na migrację koryta naprzemiennie w kierunku obydwu krawędzi dna doliny. Pozostałe profile wskazują na stale (od okresu formowania terasy III) przemieszczanie boczne koryta w jednym kierunku.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że na odcinku B do doliny dochodzi pięć rynien subglacjalnych (ryc. 1). Trzy z nich (w części prawobrzeżnej) mają swe końcowe fragmenty w poziomie dna doliny lub niewiele powyżej.

Odcinek C wyróżnia się korytem prawie prostym (krętość 1,01 i 1,13). Wąskie dno doliny (średnio 90 m) podcina terasę III. Na terasie tej widoczny jest jeden zachowany paleomeander, którego wielkość ($R_{śr}$ = 153 m, $h_{śr}$ = 140 m, $\lambda_{śr}$ = 300 m)

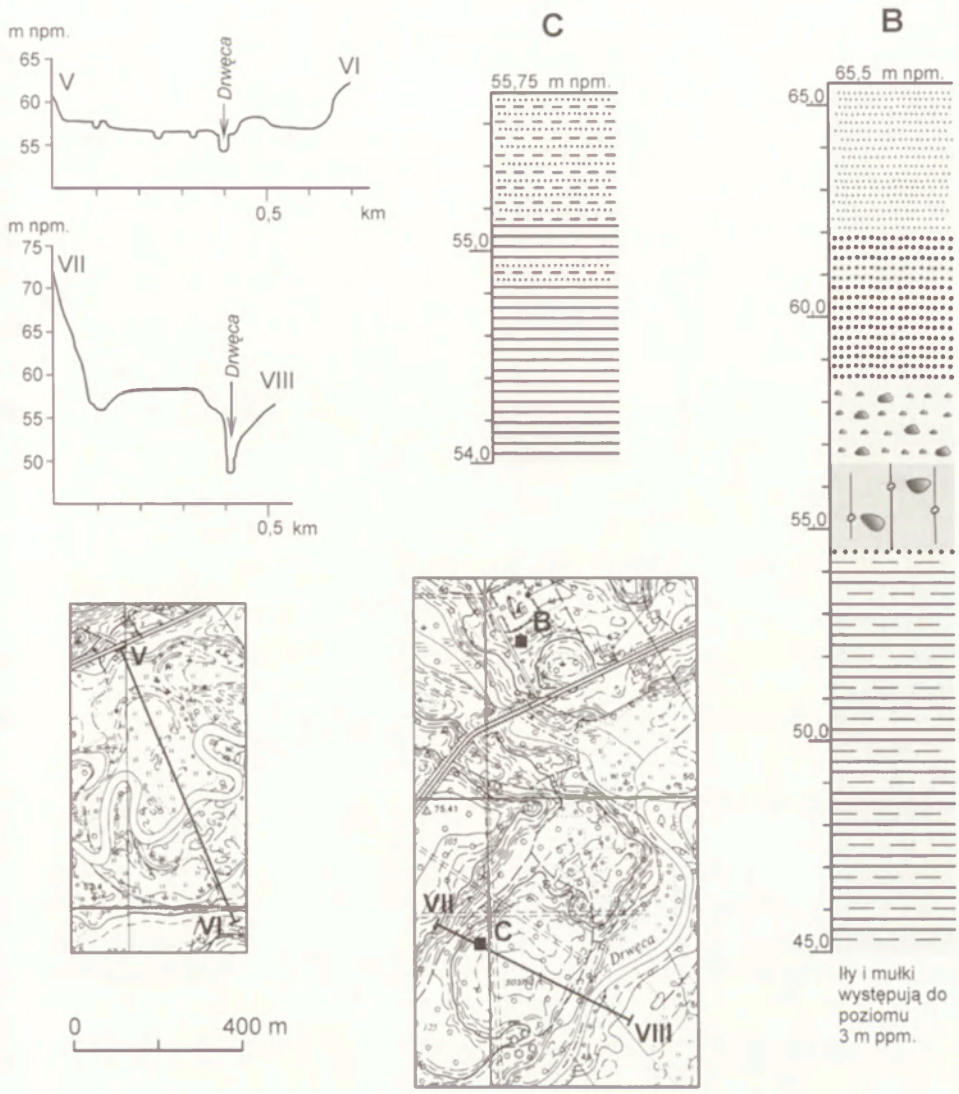
http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Profile meandrów ześlizgowych odcinka A (I–II, III–IV). Budowa geologiczna terasy III w Golubiu-Dobrzyniu (A). Zmiany pierwotnego kształtu zakoli ześlizgowych (a)
1 – materiał antropogeniczny, 2 – piasek drobnoziarnisty, 3 – piasek średnioziarnisty, 4 – piasek średnioziarnisty ze żwirem i głazikami, 5 – piasek gruboziarnisty ze żwirem i głazikami, 6 – żwir z głazikami, 7 – glina morenowa, 8 – ił , 9 – ił z mułkiem, 10 – odwierty geologiczne, I–II – linie profili

Profiles of slip-off meanders in section A (I–II, III–IV). Geological structure of terrace III in Golub-Dobrzyń (A). Changes in original shape of slip-off meanders (a)
1 – anthropogenic material, 2 – fine-grained sand, 3 – medium-grained sand, 4 – medium-grained sand with gravels and stones, 5 – coarse-grained sand with gravels and stones, 6 – gravel with stones, 7 – boulder clay, 8 – clay, 9 – clay, 10 – geological bores, I–II – lines of profiles

http://rcin.org.pl

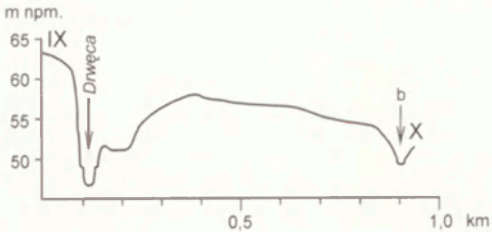


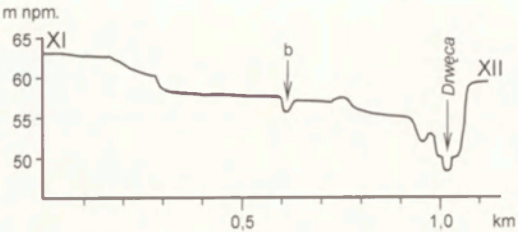
Ryc. 6. Profile równiny zalewowej na odcinku B (V–VI) oraz paleomeandra na odcinku C (VII–VIII). Budowa geologiczna terasy IX na granicy odcinków B i C (B) oraz terasy III w dnie paleomeandra (C), objaśnienia jak na ryc. 5

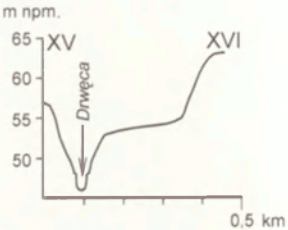
Profiles of flood plain in section B (V–VI) and paleomeander in section C (VII–VIII). Geological structure of terrace IX at boundary of sections B and C (B) and terrace III in the bottom of paleomeander (C). Explanations as in Fig. 5

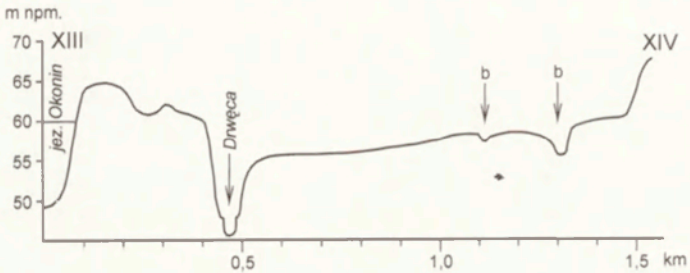
jest mniejsza od współczesnych meandrów na odcinku A, ale większa od meandrów na odcinku B (ryc. 1; tab. 1). Wynika z tego, że Drwęca płynąca w poziomie terasy III była na odcinku C rzeką meandrującą, a po wcięciu się w ten poziom utraciła możliwość meandrowania. Dno doliny, w porównaniu do pozostałych

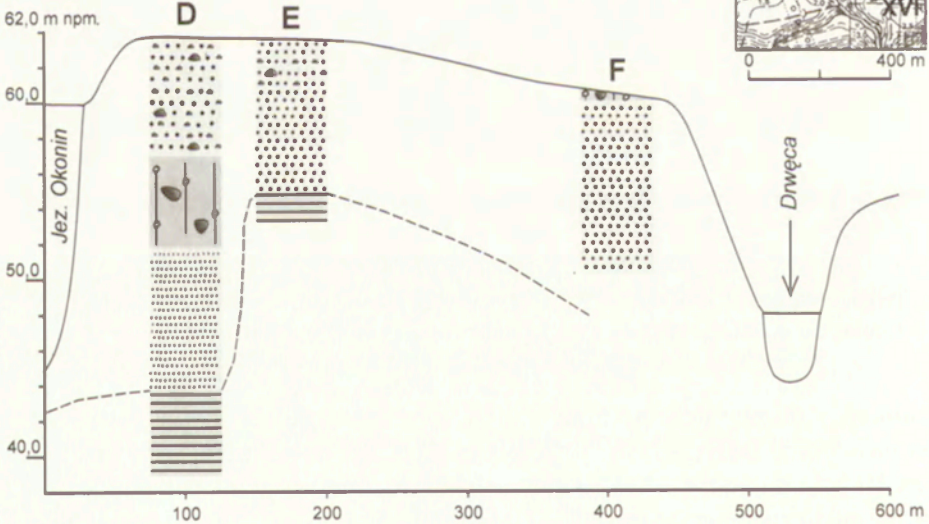
http://rcin.org.pl











http://rcin.org.pl

fragmentów, wykazuje wzdłuż strefy C największy spadek (0,84‰), czterokrotnie przewyższający spadek wzdłuż odcinka B (0,2‰).

Odcinek D ma przebieg kręty, z zakolami o wielkopromiennych wymiarach ($R_{śr}$ = 284 m, $h_{śr}$ = 446 m, $\lambda_{śr}$ = 479 m). Morfologia teras, w które wcięte są zakola wskazuje, że mają one częściowo charakter ześlizgowy (ryc. 7). Krętość koryta w stosunku do dna doliny wynosi 1,24, lecz w stosunku do terasy III – aż 2,53. Zakola te zaczęły powstawać prawdopodobnie w poziomie terasy IV bądź III. Na bazie meandrów wielkopromiennych tworzą się, podobnie jak na odcinku A, swobodne meandry o małych promieniach (ryc. 7a). W ten sposób powstaje współczesny pas meandrowy o przebiegu nawiązującym do przebiegu meandrów wielkopromiennych. Na powierzchni wąskiego (średnio 127 m) dna doliny widoczne są trzy paleokoryta (ryc. 1). Spadek dna doliny wzdłuż odcinka D wynosi 0,34‰ i jest mniejszy niż na odcinkach A, C i E (ryc. 3). Na profilach zakoli tego odcinka, podobnie jak na odcinku A, widoczny jest proces przesuwania koryta stale w jednym kierunku (ryc. 7). Wskazuje na to stały spadek terasy VI i III w kierunku koryta. Proces ten rozpoczął się po powstaniu terasy VI, czyli w okresie, w którym intensywnie zachodziło wytapianie lodu pogrzebanego w rynnach i zagłębieniach. Widoczne na profilach oraz załączonym wycinku mapy topograficznej podłużne zagłębienia w powierzchni teras można wiązać z ścinaniem zakoli podczas wezbrań (ryc. 7b). Za taką ich genezą świadczy lokalizacja w stosunku do koryta oraz wydłużenie zgodnie z kierunkiem wezbraniowego spływu wód.

W obrębie strefy D do doliny dochodzi po stronie lewobrzeżnej rynna subglacjalna. Po stronie prawobrzeżnej natomiast, w otoczeniu teras VII i IX, położone jest wytopiskowe jezioro Okonin, stanowiące według W. Niewiarowskiego (1968) przeglębienie istniejącej niegdyś w tym miejscu rynny (ryc. 1, 2 i 7).

Odcinek E odznacza się ponownym wyprostowaniem koryta. Zaznacza się tu nieznaczne przemieszczanie boczne koryta, którego wynikiem jest powstanie jednego, nie do końca wykształconego zakola ($R_{śr}$ = 88 m, $h_{śr}$ = 155 m, $\lambda_{śr}$ = 210 m). Wykazuje ono cechy zakola ześlizgowego (ryc. 7). Wzdłuż tego odcinka występuje najmniejsza szerokość w poziomie zarówno dna doliny (średnio 77 m), jak też terasy III (średnio 264 m). Terasa ta jest około dwukrotnie węższa w stosunku do stref A, C i D oraz prawie trzykrotnie w stosunku do strefy B.

Ryc. 7. Profile meandrów ześlizgowych odcinków D (IX–X, XI–XII, XIII–XIV) i E (XV–XVI). Budowa geologiczna terasy VI i VII pomiędzy jeziorem Okonin a Drwęcą (D, E, F). Zmiany pierwotnego kształtu zakoli ześlizgowych (a), koryta powodziowe na terasie III i IV (b). Objaśnienia jak na ryc. 5

Profiles of slip-off meanders in sections D (IX–X, XI–XII, XIII–XIV) and E (XV–XVI). Geological structure of terraces IV and III between Lake Okonin and the Drwęca River (D, E, F). Changes in original shape of slip-off meanders (a), flood-bed in terraces III and IV (b). Explanations as in Fig. 5

http://rcin.org.pl

Przyczyny zróżnicowania przebiegu współczesnego koryta Drwęcy

Wykazane powyżej znaczne różnice przebiegu współczesnego koryta Drwęcy na odcinku niespełna 15 km są prawdopodobnie wynikiem oddziaływania kilku czynników. Do głównych należy zaliczyć obecność złożonego systemu rynien subglacjalnych w otoczeniu dna doliny (ryc. 2), zróżnicowanie głębokości zalegania stropu iłów plioceńskich (ryc. 4–7) oraz znaczne tempo obniżania się bazy erozyjnej Drwęcy w okresie późnego vistulianu.

W otoczeniu badanego fragmentu Drwęcy bardzo licznie występują rynny subglacjalne. W części prawobrzeżnej do doliny dochodzą rynna skępska, rynna Olszówki oraz rynna kowalewska (ryc. 2). W części lewobrzeżnej natomiast występują: rynna Ruźca, rynna nowogródzka, rynna Gapy oraz rynna położona w poziomie terasy VII na południe od Golubia-Dobrzynia. Obok rynien występujących prawie w całości w obrębie wysoczyzn (rynna skępska, rynna Gapy, rynna nowogródzka), spotyka się formy mające przedłużenie w dolinie i rozcinające na znacznych odcinkach terasy Drwęcy (rynna kowalewska, rynna Olszówki, końcowy odcinek rynny Ruźca; ryc. 1). Niektóre z nich dochodzą do doliny w części prawobrzeżnej i kontynuują swój bieg w części lewobrzeżnej. Zdarza się również, że rynna skręca na linii doliny, biegnie na pewnym odcinku zgodnie z jej osią, po czym przyjmuje znowu pierwotny kierunek NW–SE po drugiej stronie rzeki. Przykładem wspomnianej sytuacji może być rynna kowalewska, która w obrębie teras XI–IV przebiega zgodnie z osią doliny. Podobnie ukierunkowana jest rynna dochodząca od zachodu do rynny Gapy oraz rynna Olszówki biegnąca zgodnie z krawędzią terasy X. Zagłębienie wytopiskowe jeziora Okonin, położone w obrębie odcinka D, ma kontynuację w postaci rynny Gapy, po drugiej stronie Drwęcy. Również inne wytopiska często występują na badanym obszarze w formie ciągów. Tak ułożone są zagłębienia na prawobrzeżnej terasie IX oraz lewobrzeżnych IX, VII i VI (ryc. 1). Przyjmując pogląd W. Niewiarowskiego (1968), że niektóre z rynien zostały zniszczone, a śladem po nich są zagłębienia wytopiskowe występujące na terasach, należy przypuszczać, że tak duże formy (osiągające głębokość 40 m) mogły mieć wpływ na procesy hydrologiczne kształtujące koryto Drwęcy w późnym vistulianie i na początku holocenu.

Drwęca płynąca w poziomie teras IX, VII i VI była rzeką roztokową, a niektóre z koryt mogły wykorzystywać rynny. Przepływ odbywał się w otoczeniu lodu konserwującego formy negatywne, czego wynikiem są zagłębienia wytopiskowe występujące w otoczeniu aluwiów rzecznych. Na przełomie starszego dryasu i allerödu, w wyniku zmian klimatycznych, Drwęca przechodziła z układu wielokorytowego w jednokorytowy. W wyniku stopniowego zmniejszania się przepływu, rzeka w coraz większym stopniu musiała dostosowywać swój przebieg do morfologii otoczenia i budowy geologicznej rozcinanych starszych poziomów.

Liczne rynny subglacjalne występujące na terasach Drwęcy i krzyżujące się z doliną były przyczyną zróżnicowania warunków, w których formowały się tera-

http://rcin.org.pl

sy i dno doliny. Okres intensywnego uwalniania rynien z martwego i zimowego lodu nastąpił po wcięciu się Drwęcy w poziom VI. Spowodowało to zróżnicowanie warunków przepływu. Wzdłuż doliny naprzemiennie występowały odcinki szersze i przegłębione (w miejscach, gdzie dochodzą do niej rynny) oraz odcinki, które można by nazwać przełomowymi. W pierwszych z nich, rzeka miała warunki sprzyjające migracji bocznej koryta. Proces wytapiania się lodu w rynnach prowadził do obniżania powierzchni ich ówczesnego dna. W przypadku, gdy koryto kontaktowało się z rynną bocznie, mogło uzyskiwać warunki większego spadku w kierunku prostopadłym do kierunku zasadniczego spływu. Dodatkowym czynnikiem, przyspieszającym powiększanie wysokości zakoli mógł być proces termoerozyjnego niszczenia brzegów stanowiących ujścia rynien. Z jednej strony więc obecność rynny powodowała przesuwanie się boczne koryta, z drugiej, przepływająca woda szybciej niszczyła brzeg będący krawędzią rynny. Na odcinkach, gdzie rynny nie występowały w sąsiedztwie koryta, rzeka miała większy spadek oraz musiała erodować materiał odporniejszy: grubszy rezydualny materiał terasowy, a miejscami glinę i iły plioceńskie. Wynikiem tego było zachowanie koryta prostego lub nieznacznie krętego. Na tym etapie rozwoju doliny rozpoczęło się różnicowanie przebiegu koryta na badanym odcinku. Wydaje się, że moment ten można powiązać z przełomem starszego dryasu i allerödu, kiedy powstały najstarsze zachowane paleomeandry i równocześnie rozpoczął się proces wytapiania lodu konserwującego rynny.

Drugim z czynników wywierających wpływ na przebieg współczesnego koryta są lokalne różnice w położeniu iłów plioceńskich. Strop iłów podnosi się od Golubia-Dobrzynia (około 44 m npm.) wzdłuż doliny, aż do Olszówki (około 55 m npm.), położonej w pobliżu granicy odcinków B i C (ryc. 4, 5, 6). Kolejne wiercenia zlokalizowane są w okolicy jeziora Okonin (ryc. 7). W bezpośrednim jego sąsiedztwie strop iłów osiąga rzędną 41,9 m npm., po czym dalej w kierunku Elgiszewa, w obrębie terasy IV i VI znowu podnosi się do wysokości 52–60 m npm. W wierceniach zlokalizowanych na prawym brzegu rzeki, w pobliżu jednego z wielkopromiennych zakoli odcinka D, nie stwierdzono występowania iłów do głębokości około 10 m (czyli do 50 m npm. na terasie VI i 46,5 m npm. na terasie III). Na linii jezioro Okonin–rynna Gapy występują zatem lokalne obniżenia stropu iłów. Jak wynika z powyższych rozważań, w miejscach gdzie koryto zmienia swój przebieg (granice odcinków B i C oraz D i E) występuje znaczne zróżnicowanie położenia stropu iłów. Jednocześnie można zauważyć, że na odcinku powyżej kulminacji stropu iłów koryto ma przebieg meandrowy, natomiast na odcinku poniżej – przebieg prawie prosty. W obrębie odcinka D wielkopromienne zakola występują na linii, gdzie prawdopodobnie istniała rynna, której pozostałością jest zagłębienie jeziora Okonin, a jednocześnie występują tu lokalne obniżenia stropu iłów.

Na granicy odcinków B i C, w wierceniach wykonanych w dnie paleomeandra położonego na terasie III, na głębokości około 1 m stwierdzono występowanie iłu pstrego. Strop iłów w tym miejscu występuje na wysokości 54,8 m npm.,

http://rcin.org.pl

nawiązuje więc do wiercenia w Olszówce, gdzie zalega na poziomie 54,4 m npm., podczas gdy brzeg koryta Drwęcy na tym odcinku osiąga rzędną 50 m npm. W górę rzeki strop iłów obniża się do wysokości 44 m npm. w Golubiu-Dobrzyniu. Na granicy odcinków B i C strop iłów osiąga zatem lokalną kulminację, a koryto Drwęcy na odcinku C rozcina odporną na erozję warstwę iłów pstrych. Odcinek ten uzyskał charakter przełomowy (prosty) od momentu, kiedy koryto zaczęło rozcinać strop iłów. W poziomie terasy III Drwęca była tu rzeką meandrującą po znacznie szerszym niż obecnie dnie doliny, o czym świadczy szerokość terasy III i obecność w jej poziomie paleomeandra. Strop iłów na granicy odcinków B i C stanowił naturalną zaporę dla wód rzecznych kształtujących koryto w strefie B. Jak wykazano wcześniej, odcinki B i C różnią się wszystkimi analizowanymi parametrami przebiegu koryta. Wyraźnie widać, że strefa B ma charakter rozlewiska, z szerokim pasem meandrowym, licznymi paleokorytami oraz niewielkim spadkiem dna doliny, strefa C natomiast ma charakter przełomu i osiąga trzykrotnie większy spadek. Warto zauważyć, że krawędzie rynien dochodzących do dna doliny z kierunku NW na zachodnim krańcu odcinka B, mają przedłużenie w postaci krawędzi teras III i VI (ryc. 1). Potwierdza to fakt, że rynny te były pierwotnie dłuższe, a ich końcowe fragmenty zostały zniszczone i przekształcone w szerokie dno dolinne odcinka B.

Powstanie wielkopromiennego paleomeandra, usytuowanego na terasie III w obrębie odcinka C, można powiązać z podobnymi formami występującymi w dolinie Drwęcy w okolicach Tomkowa i Lipowca (Niewiarowski i Noryśkiewicz, 1983). Czas jego powstania przypadł więc na koniec starszego dryasu i początek allerödu. Znaczna szerokość terasy III w obrębie odcinka B wskazuje, że tam również Drwęca mogła meandrować wcześniej. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że, jak wykazano, istniały tu sprzyjające warunki do migracji bocznej koryta. Możliwe, że w strefie tej swobodne meandrowanie zachodziło nieprzerwanie od późnego vistulianu. Tworzenie zakoli na odcinku A mogło zatem zostać zainicjowane przez swobodną migrację boczną koryta, a dopiero w wyniku znacznego tempa wcinania się rzeki dalsze jego przemieszczanie zostało wymuszone. O dużym tempie wcinania w okresie powstawania terasy III świadczy również sytuacja morfologiczna paleomeandra na odcinku C. Jest on wyraźnie zawieszony w stosunku do niższej terasy, a od współczesnego dna oddziela go dosyć wyraźny próg w miejscu przegięcia szyi meandra. Brak osadów organicznych w dnie paleomeandra może sugerować gwałtowne obniżenie się poziomu wód gruntowych.

Kolejnym czynnikiem pogłębiającym różnice pomiędzy poszczególnymi fragmentami koryta było zatem znaczne tempo obniżania się bazy erozyjnej, którą dla Drwęcy stanowi Wisła. Spowodowało to powstanie meandrów ześlizgowych na odcinku A oraz D. W przypadku odcinka A powierzchnie ześlizgowe stanowią poziom terasy III, położonej bezpośrednio poniżej terasy VI, natomiast na odcinku D, stanowią poziom terasy III i IV. Duże tempo obniżania się bazy erozyjnej należy więc wiązać z okresem tworzenia teras III i IV.

http://rcin.org.pl

Po wcięciu się rzeki w poziom III, nastąpiło zróżnicowanie warunków, którego wynikiem było wyprostowanie koryta na odcinku C oraz powstanie szerokiego pasa meandrowego na odcinku B. Na odcinku D meandrowy przebieg koryta ukształtowany prawdopodobnie na linii formy rynnowej został podkreślony (zwiększenie wysokości zakoli) w wyniku szybkiego wcinania się rzeki i jednoczesnego przesuwania bocznego koryta. Znaczne tempo erozji wgłębnej spowodowało ograniczenie, a nawet miejscami zahamowanie procesu meandrowania na odcinkach A, D i E. Koryto ma tu przebieg skrępowany, ograniczony niewielką szerokością dna doliny oraz wysokimi krawędziami starszych poziomów terasowych. Jedynie na odcinku B w poziomie współczesnego dna występują warunki sprzyjające tworzeniu meandrów swobodnych.

Podsumowanie

Przebieg współczesnego koryta Drwęcy pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem a Elgiszewem jest wynikiem znacznego urozmaicenia rzeźby i budowy geologicznej otoczenia. Występujące w sąsiedztwie i w samej dolinie rynny subglacjalne sprzyjały tworzeniu zakoli, inicjując i przyspieszając ten proces. Drugim decydującym czynnikiem są lokalne różnice w położeniu stropu iłów plioceńskich, powodujące zróżnicowanie spadku rzeki na poszczególnych jej odcinkach. Miejsca o mniejszym spadku są sprzyjające do tworzenia się zakoli, w przeciwieństwie do odcinków o większym spadku, gdzie koryto ma przebieg prawie prosty. Wpływ położenia stropu iłów ujawniał się w poszczególnych odcinkach w różnych momentach rozwoju doliny. Rozpoczynał się w chwili uzyskania przez koryto rzędnej stropu iłów. Zróżnicowanie przebiegu koryta zainicjowane lokalnymi różnicami morfologii i budowy geologicznej zostało zachowane i podkreślone w wyniku znacznego tempa obniżania się bazy erozyjnej Drwęcy od przełomu starszego dryasu i allerödu.

W formowaniu badanego fragmentu koryta Drwęcy zaznaczyły się następujące procesy:

1) przejście do układu jednokorytowego i rozpoczęcie meandrowania, wynikające ze zmian klimatycznych;
2) zwiększanie się wysokości zakoli w miejscach krzyżowania się doliny i rynien (odcinek D i prawdopodobnie B);
3) powstawanie zakoli ześlizgowych spowodowane obniżaniem się bazy erozyjnej (odcinki A i D);
4) wyprostowanie biegu rzeki (odcinek C) bądź zachowanie prostego przebiegu (odcinek E) spowodowane rozcinaniem odpornego na erozję poziomu iłów plioceńskich;
5) zwiększenie intensywności meandrowania wynikające ze zmniejszenia spadku rzeki powyżej lokalnej kulminacji iłów (odcinek B).

Momentem przełomowym dla procesów kształtujących koryto Drwęcy na ba-

http://rcin.org.pl

danym odcinku był koniec starszego dryasu i początek allerödu. W okresie tym rozpoczął się proces wytapiania lodu w rynnach, Drwęca uzyskała możliwość meandrowania, a także nastąpiło znaczne obniżenie się bazy erozyjnej.

Przedstawione powyżej rozważania potwierdzają fakt, że zdolność rzeki do meandrowania nie zawsze jest wynikiem jedynie ogólnie panujących warunków klimatycznych determinujących warunki przepływu, takie jak objętość przepływu, rodzaj rumowiska, czy utrwalenie brzegów przez roślinność wpływające na ich odporność na erozję. Może być bowiem w znacznym stopniu uzależniona od lokalnych warunków rzeźby terenu i budowy geologicznej.

Piśmiennictwo

Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacjale i holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 3.

–, 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym Vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.

Antczak B., 1986, *Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego Vistulianu*, Seria Geografia, 35, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Churski Z., 1961, *The Drwęca valley near Nowe Miasto*, [w:] R. Galon (red.) *Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part I: North Poland, VIth INQUA Congress*, PWN, Łódź.

Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biuletyn Geologiczny UW, 12, s. 5–121, Warszawa.

–, 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, Biuletyn Geologiczny UW, 19, Warszawa, s. 45–78.

Florek E., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, WSP, Słupsk.

Galon R., 1931, *Morfologia doliny Drwęcy*, Badania Geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią, 6–7, Poznań.

Galon R. (red.), 1965, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kowalewo.*

Gonera P., 1986, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym Vistulianie i holocenie*, Seria Geografia, 33, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Kaczmarzyk J., 1997, *Charakterystyka środowiska sedymentacyjnego Wieprzy w świetle uziarnienia osadów korytowych holoceńskich paleomeandrów*, Geologia i Geomorfologia, 3, WSP, Słupsk.

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*, Geographical Studies, Special Issue VI, IGiPZ PAN, s. 43–61.

Knighton A. D., 1984, *Fluvial forms and processes*, E. Arnold, London.

Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowurmskiego i holoceńskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, Poznańskiego TPN, 19, Warszawa-Poznań.

Mycielska-Dowgiallo E., 1972, *Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań z okolic Tarnobrzega*, Przegląd Geograficzny, 44, 1, s. 73–83.

–, 1978, *Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, 120, Wydawnictwo UW, Warszawa.

Niewiarowski W., 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Studia Societatis

http://rcin.org.pl

Scientiarum Torunensis, sec. C, 6, 6.

Niewiarowski W., Noryśkiewicz B., 1983, *Some problems concerning the development of the Vistula and Drwęca valley floors in the Toruń Region*, Petermans Geographisches Mitteilungen, 282, s. 233–252.

Okolowicz W., 1948, *Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza*, Czasopismo Geograficzne, 19, 1–4.

Rotnicki K., 1983, *Modelling past discharges of meandering rivers*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to Paleohydrology*, John Wiley, Chichester, s. 321–354.

–, 1991, *Retrodiction of the paleodischarges of meandering and sinous alluvial rivers and its paleoclimatic implications*, [w:] K.J. Gregory, J. Thornes (red.), *Temperate Paleohydrology*, John Wiley and Sons, Chichester, s. 431–470.

–, 1996, *Możliwość retrodykcji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym na podstawie danych paleobotanicznych*, Biuletyn PIG, 373.

Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, *Późnoistuliańskie i holoceńskie formy i osady korytowe w dolinie środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja*, Seria Geografia UAM, 43, Poznań.

Shen H. W., 1979, *Additional remarks on extremal floods channel patterns*, [w:] H.W. Shen (red.), *Modelling of Rivers*, John Wiley and Sons, Chichester.

Starkel L., 1977, *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathians Valleys*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, s. 33–57.

–, 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to Paleohydrology*, John Wiley, Chichester, s. 213–235.

Sundborg A., 1978, *River processes in different climates*, Japan Geomorphological Union, 87, 3 (825), s. 114–128.

Szmańda J., Holowiecki M., 1997, *Analiza litofacjalna aluwiów powodziowych na tle morfologii dna wybranego odcinka doliny Drwęcy w okolicy Elgiszewa*, [w:] L. Andrzejewski (red.), *Warsztaty terenowe., Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Niżu Polskiego, Toruń-Słupsk, 18–21 czerwca 1997*, Instytut Geografii UMK, Toruń, s. 42–48.

Szmańda J., 1998, *Aluwia wybranych obszarów równin zalewowych Drwęcy i Tążyny w świetle analiz teksturalnych*, [w:] K. Pękala (red.) *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce, stan aktualny i perspektywy., Referaty i komunikaty, IV Zjazd Geomorfologów Polskich, t. I*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 185–190.

Szumińska D., 1998, *Przebieg procesów fluwialnych zarejestrowanych w osadach i formach dna doliny Drwęcy na wybranym odcinku poniżej Golubia-Dobrzynia*, maszynopis w bibliotece Instytutu Geografii UMK w Toruniu.

Wiśniewski E., 1971, *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*, Prace Geograficzne, IG PAN, 83.

Wolman M.G., Miller J.C., 1960, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic process*, Journal of Geology, 68, s. 54–74.

[Wpłynęło: kwiecień 2002 r.; poprawione: sierpień 2002 r.]

http://rcin.org.pl

DANUTA SZUMIŃSKA

GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL CONDITIONS OF CHANNEL DEVELOPMENT OF THE DRWĘCA RIVER BETWEEN GOLUB-DOBRZYŃ AND ELGISZEWO

The aim of the study was to explain differences in the contemporary course of the Drwęca channel between Golub-Dobrzyń and Elgiszewo. The investigated section of the Drwęca was divided into five parts designated A, B, C, D and E. Sections A, B and D are of meandering character, and sections C and E are straight (Fig. 1, tab. 1).

The diversity of the channel course reflects the presence of subglacial channels and large differences in the top surface of the pliocene clay. Subglacial channels occur in the vicinity of and within the valley and can be directed either perpendicularly or parallely to the valley axis (Fig. 2). In places where the river modeled bottoms of these negative forms a wide meander belt could develop and bends originated more easily.

The second factor impacting upon channel course is local differentiation of the pliocene clay surface (Fig. 4). In places where the Drwęca cut culminations of the clays, an increase in the longitudinal slope of the channel and its straightening followed (sec. C and E). In parts located behind the culminations, the channel slope decreased and the river created meanders (sec. B and D).

The differentiation of the channel course initiated by local geological and morphological conditions was preserved and emphasized as the effect of a very rapid lowering of the erosional base of the Drwęca following the turn of the Older Dryas and the Alleröd. The cutting of higher terraces by the river was so intensive that in some sections the temporary channel inherited the shape (pattern) originated in the conditions of the end of the Late Glacial (Vistulian).

The results confirmed that a river's ability to meander often depends on local morphology and geological structure, and is not always the effect of general climatic conditions determining water discharge only.

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 529-545

Stratygrafia i geneza osadów z fauną morską w rejonie Gniewu

The stratigraphy and genesis of sediments with marine fauna near Gniew (Northern Poland)

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

OLAF JUSCHUS
Instytut Geografii, Uniwersytet Humboldta w Berlinie, Unter den Linden 6, 10099 Berlin;
e-mail: olaf.juschus@web.de

JARMILA KRZYMIŃSKA
Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, 80-328 Gdańsk, ul. Kościerska 5;
e-mail: jkrzyminska@pgi.gda.pl

Zarys treści. W odsłonięciach koło Gniewu, położonych w lobie Wisły na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, przeprowadzono analizy litofacjalne osadów oraz analizy faunistyczne i datowania bezwzględne występującej w nich fauny morskiej. Na podstawie uzyskanych wyników uznano, iż środowisko życia większości gatunków fauny morskiej należy odnieść do chłodnego morza rozwiniętego w czasie interstadialu grudziądzkiego, a nie jak dotychczas przyjmowano do interglacjału eemskiego. Czas redepozycji fauny morskiej, a więc i okres powstania serii osadów piaszczysto-żwirowych jest powiązany z fazą anaglacjalną stadiału górnego (faza leszczyńska). Całość osadów sandru transgresywnego została pokryta gliną morenową lądolodu leszczyńskiego.

Słowa kluczowe: Dolina Dolnej Wisły, stratygrafia vistulianu, fauna morska, redepozycja.

Wstęp

W okolicy Gniewu, w krawędziach dolin Wierzycy i Wisły, występują odsłonięcia (Gniewskie Młyny, Gniew-Cegielnia), które odegrały istotną rolę przy ustalaniu podziałów stratygraficznych vistulianu w Dolinie Dolnej Wisły (ryc. 1). Obszar ten położony jest na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, w tzw. zachodnim skrzydle łobu Wisły. W analizowanych odsłonięciach, pod kilkumetrową warstwą gliny morenowej, występuje gruba seria osadów piaszczysto-żwirowych zawierających, mniej lub bardziej rozdrobnione, skorupy mięczaków kopalnych. Pomimo iż odsłonięcia te są znane w literaturze geologicznej już od ponad 100 lat (Berendt, 1865), zagadnienie pozycji stratygraficznej

http://rcin.org.pl

Ryc.1. Szkic geomorfologiczny okolic Gniewu, za M. Błaszkiewiczem (1988), uproszczony
1 – wysoczyzna morenowa, 2 – rynny subglacjalne, 3 – poziomy sandrowe w dolinie,
4 – powierzchnie zastoiskowe, 5 – pagórki z nałożoną czapą utworów zastoiskowych,
6 – obszary o rzeźbie kemowo-wytopiskowej, 7 – zagłębienia wytopiskowe, 8 – rzeczne terasy erozyjne, 9 – równina zalewowa, 10 – równiny biogeniczne, 11 – stoki i krawędzie,
12 – obszary o zwartej zabudowie, 13 – punkty wysokościowe w m npm.; I – odsłonięcie Gniewskie Młyny, II – odsłonięcie Gniew-Cegielnia, III – odsłonięcie Brody Pomorskie

Geomorphological sketch of the Gniew area, after M. Błaszkiewicz (1988), simplified
1 – morainic elevation, 2 – sub-glacial troughs, 3 – outwash levels in the valley,
4 – area of meltwater lakes, 5 – hills within overlain cap of meltwater-lake formations,
6 – areas with kame-meltwater relief, 7 – meltwater depressions, 8 – erosional river terraces,
9 – floodplain, 10 – biogenic plains, 11 – slopes and edges, 12 – contiguously built-up areas,
13 – heights in m a.s.l.; I – the Gniewskie Mlyny outcrops, II – the Gniew-Cegielnia outcrops,
III – the Pomorskie Brody outcrops

http://rcin.org.pl

oraz genezy całej serii jest nadal różnie interpretowane. Pierwsi badacze zajmujący się stratygrafią vistulianu na tym obszarze przyjmowali z reguły pierwotne położenie fauny mięczaków (Galon,1934, 1938; Gadomska, 1938). Obecnie w zasadzie panuje zgodność wśród autorów co do faktu redepozycji skorup mięczaków (Kotański, 1956; Makowska, 1979; Drozdowski, 1986). Różnice pojawiają się przy interpretacji pozycji stratygraficznej omawianej serii oraz określaniu jej genezy.

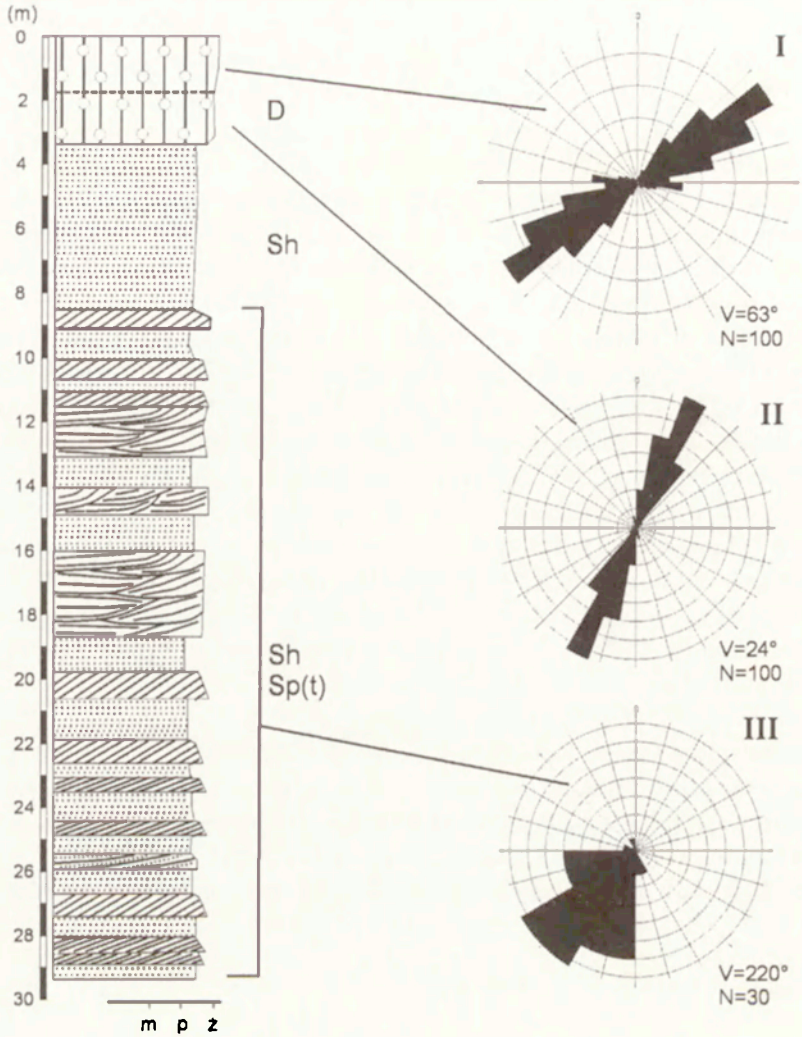
Według A. Makowskiej (1979) występujące w odsłonięciach osady piaszczysto-żwirowe mają fluwialny charakter i reprezentują tzw. serię gniewską, korelowaną z II fluwioglacjałem (Galon, 1938), a według nowszych podziałów są synchroniczne z interglacjałem krastudzkim (Makowska, 1986, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994). Autorka ta konsekwentnie nadległą glinę określa jako B III (stadiał Świecie – środkowy vistulian). Z kolei E. Drozdowski (1986), opierając się m.in. na datowaniach radiowęglowych skorup i datowaniach termoluminescencyjnych osadów, w których skorupy występują, wiąże środowisko życia większości gatunków fauny mięczaków z morzem funkcjonującym w czasie interstadiału grudziądzkiego, natomiast redepozycję skorup z transgresją morską nieznacznie poprzedzającą nasunięcie ostatniego lądolodu zlodowacenia Wisły na ten obszar. Górną glinę autor ten zalicza więc do pierwszego poziomu glacjalnego (B IV – wg podziału stratygraficznego A. Makowskiej). Uzyskane przez E. Drozdowskiego (1986) daty fauny mięczaków kopalnych znalazły swoje potwierdzenie przez kolejne datowania radiowęglowe (Tomczak i inni, 1999).

Wobec wskazanych rozbieżności interpretacyjnych autorzy niniejszego artykułu przeprowadzili badania, których celem było ustalenie zarówno środowiska sedymentacji osadów, jak i środowiska życia występującej w tych osadach fauny. Wyniki tych badań, w połączeniu z datowaniami bezwzględnymi, pozwoliły autorom na wysunięcie własnej hipotezy na temat pozycji chronostratygraficznej analizowanych osadów.

Gniewskie Młyny

Odsłonięcie Gniewskie Młyny jest zlokalizowane w krawędzi doliny Wierzycy, około 1 km na zachód od Gniewu. Pod około 3,5-metrową pokrywą morenową sprofilowano tutaj 29 m osadów piaszczystych występujących od wysokości 18 m npm. do 47 m npm. (ryc. 2). Poniżej, aż do 5 m ppm., nawiercono sondą mechaniczną zbliżone litologicznie utwory piaszczysto-żwirowe, a bezpośrednio pod nimi metrową warstwę ilasto-mułkową. Cechą charakterystyczną profilu jest naprzemianległe występowanie piasków drobnych i średnich laminowanych poziomo (Sh), bądź małokątowo (Sl) oraz piasków średnich i drobnych z domieszką piasków grubych i żwirów w zestawach przekątnego warstwowania tabularnego (Sp) i rynnowego średniej i dużej skali (St). Piaski laminowane poziomo

http://rcin.org.pl



Ryc. 2. Budowa geologiczna w odsłonięciu Gniewskie Młyny
I – orientacja glazików w górnej części kompleksu gliniastego, II – orientacja glazików w dolnej części kompleksu gliniastego. III – orientacja struktur kierunkowych w warstwowaniach przekątnych, V – wektor wypadkowy, N – liczba pomiarów. Kod litofacjalny za T. Zielińskim (1993), D – glina morenowa, G – żwir, S – piasek, F – mulek, h – warstwowanie poziome, p – tabularne warstwowania przekątne, t – rynnowe warstwowanie przekątne, l – malokątowe warstwowanie przekątne, r – warstwowania riplemarkowe, f – warstwowanie smużyste

Geological structure in the Gniewskie Mlyny outcrop
I – orientation of stones in the upper part of the clayey complex, II – orientation of stones in the lower part of the clayey complex, III – orientation of directional structures in the diagonal stratifications, V – resultant vector, N – no. of measurements. Lithofacial code after T. Zieliński (1993), D – morainic clay, G – gravel, S – sand, F – loam, h – horizontal bedding, p – tabular diagonal bedding, t – trough diagonal bedding, l – diagonal bedding of limited angle, r – ripplemark bedding, f – streaked bedding

http://rcin.org.pl

są z reguły drobniejsze niż litofacje przekątne oraz osiągają jednocześnie większe miąższości, średnio około jednego metra. Pomiary kierunkowe w zestawach przekątnych wskazują na południowo-zachodni kierunek odpływu dla całego analizowanego profilu (ryc. 2–III). Wykształcenie litofacjalne występujących w odsłonięciu osadów piaszczystych oraz kierunki paleoprądów jednoznacznie wskazują na ich fluwioglacjalne środowisko sedymentacji. Jednakże obecność licznej fauny w osadach oraz bardzo wysoki stopień obtoczenia minerałów ciężkich (szczególnie granatów), niespotykany w innych osadach fluwioglacjalnych, sugerują że były one wymywane z bliskiego i bogatego źródła osadów morskich (dużego porwaka).

W klasyfikacji aluwiów roztokowych T. Zielińskiego (1993) opisywane osady odpowiadają typowi pośredniemu pomiędzy D-3 a D-4 w ramach dystalnych koryt sandrowych. Generalnie można tutaj mówić o stosunkowo płytkim korycie roztokowym z odsypami poprzecznymi jako podstawowymi formami dna. Naprzemienne występowanie litofacji Sp(St) i Sh(Sl) wskazuje na rytmiczność sedymentacji wywołaną zmiennością przepływu zgodną z rytmem ablacji.

Zaprezentowane osady piaszczyste w Gniewskich Młynach pokryte są gliną morenową o niezbyt wyraźnym dwudzielnym charakterze. Część dolną, o miąższości około 1,8 m tworzy szaro-brązowo-oliwkowa, piaszczysta glina morenowa. W jej części spągowej obserwuje się liczne przerosty drobnopiaszczyste oraz drobne zafałdowania i łuski, a także bardzo duże głazy. Fakty te sugerują częściowo deformacyjną genezę tej partii gliny morenowej. W stropie części dolnej występuje już glina masywna typu *lodgement till*. Przeprowadzone tutaj pomiary klastów wykazały dominujący kierunek NNE–SSW (24°), (ryc. 2–II). Z kolei górną część kompleksu gliniastego można już interpretować jako glinę typu *melt-out till*. W jej dolnej części znajduje się kilka, niewielkiej miąższości, poziomo ułożonych warstewek drobnopiaszczystych i ilastych. Te ostatnie lokalnie występują w postaci małych toczeńców tworzących swego rodzaju sznur perełek. Pomiary orientacji klastów wykazały tutaj kierunek ENE–WSW (63°), (ryc. 2–I), wyraźnie odmienny od części dolnej.

Na obecnym etapie badań nie można jednoznacznie powiedzieć, czy mamy tutaj do czynienia z dwoma różnowiekowymi horyzontami glin (leszczyńska + pomorska), czy też jest to tylko zmiana facjalna w obrębie tego samego, leszczyńskiego kompleksu glacjalnego. W celu wyjaśnienia tego zagadnienia autorzy niniejszego opracowania prowadzą dalsze badania. Wstępne wyniki wykonywanych tutaj analiz petrograficznych, skłaniają ku przyjęciu drugiej z podanych możliwości. Wskaźniki petrograficzne dla dolnej i górnej części kompleksu gliniastego są bardzo zbliżone. Jedyna wyraźna różnica pomiędzy nimi dotyczy zawartości skał mezozoicznych, która w dolnej części wynosi 30,9%, zaś w górnej nie przekracza 9%. Różnica ta może być związana z egzaracją lokalnego podłoża i odkładaniem tego materiału głównie w spągu lądolodu. Wśród skał mezozoicznych dominują skały kredowe zawierające glaukonit, których obszar występowania jest powiązany głównie z południowym Bałtykiem. Dlatego, z petrograficzne-

http://rcin.org.pl

go punktu widzenia, dolną partię gliny można traktować raczej jako morenę lokalną, zaś górną jako morenę złożoną przede wszystkim z materiału skalnego pochodzącego z dalszego transportu.

Obok analiz składu petrograficznego żwirów wykonano także analizę eratyków przewodnich (jedna analiza dla całości kompleksu gliniastego). Wśród 44 łącznie oznaczonych skał dominowały skały z Wysp Alandzkich: granity rapakiwi (13 okazów), granity aplitowe (3), granitoporfiry (3) i jeden pyterlit. Poza tym oznaczono wapienie bałtyckie (7), wapienie *Beyrichia* (6), wapienie *Paleoporella* (2), wapienie koralowe z Gotlandii (2), granity z Uppsali (2) i kilka jeszcze innych pojedynczych skał. Wyliczone na tej podstawie teoretyczne centrum głazowe jest położone nieco na południe od Wysp Alandzkich. Należy zaznaczyć, iż jest to pierwsza analiza eratyków przewodnich wykonana na obszarze Doliny Dolnej Wisły. Dopiero kontynuacja tego typu badań może ukazać przestrzenne i pionowe zróżnicowanie glin morenowych na analizowanym obszarze w zależności od zawartości eratyków przewodnich i położenia teoretycznego centrum głazowego.

Fauna z odsłonięcia w Gniewskich Młynach

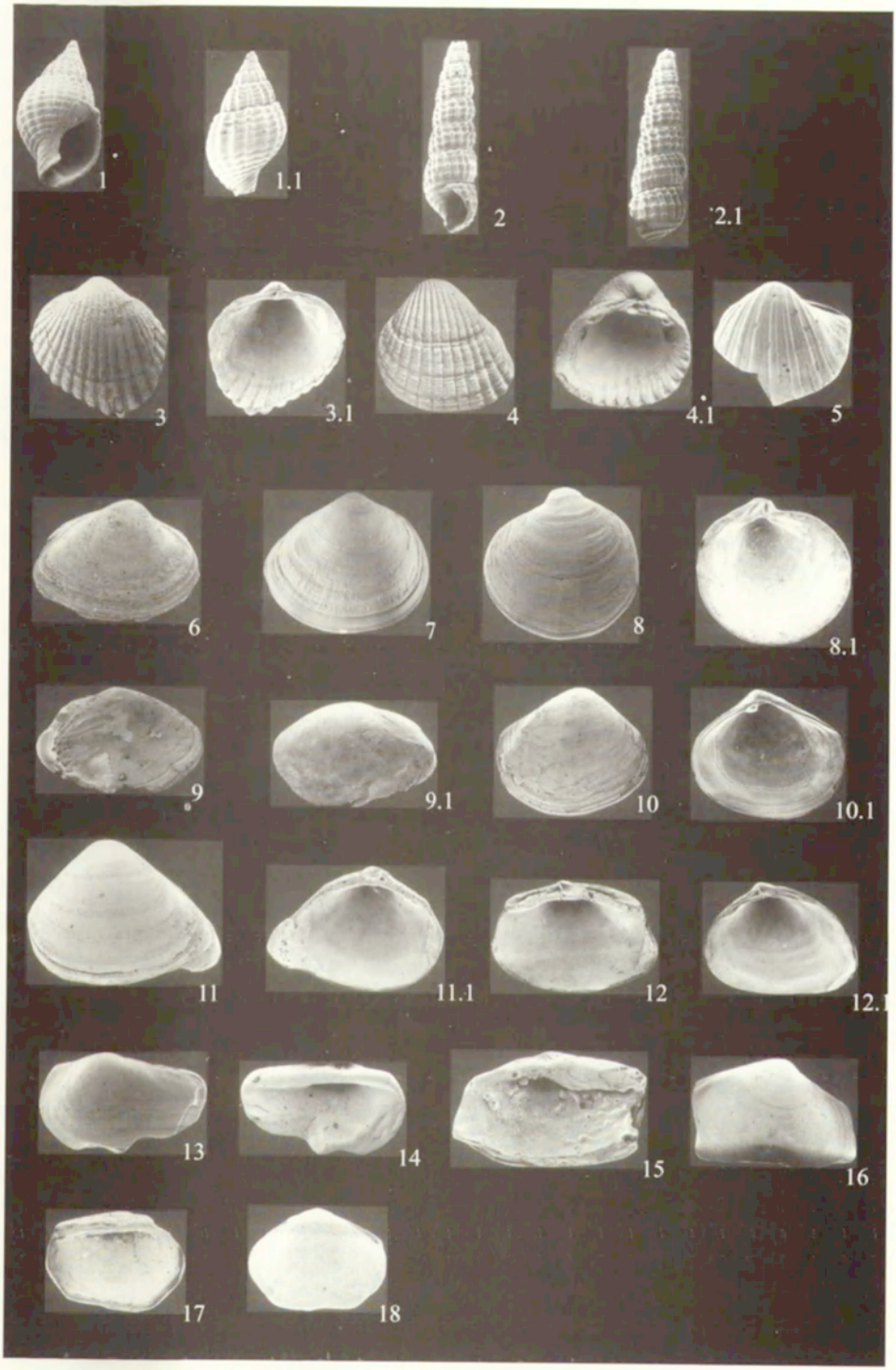
Próbki osadów do analiz faunistycznych pobierano ze ściany odkrywki i przesiewano je przez sito o oczkach 0,5 cm. Skorupki ślimaków były dobrze zachowane, natomiast większość skorup małży miała zniszczone płyty zamków. Niektóre całe skorupki i fragmenty w znacznym stopniu noszą wyraźne ślady transportu. Spośród zebranych skorupek zidentyfikowano 15 gatunków morskich mięczaków, w tym 2 gatunki ślimaków i 13 gatunków małży.

Zebrana fauna mięczaków z odsłonięcia w Gniewskich Młynach jest dość dobrze zachowana. Najliczniejsze gatunki to: *Cerastoderma glaucum* (Poiret), *Nassarius reticulatus* (Linnaeus), *Dosinia lincta* (Pulteney). Rzadziej spotyka się *Macoma balthica* (Linnaeus), *Acanthocardia echinata* (Linnaeus), *Spisula subtruncata* (Da Costa), *Corbula gibba* (Olivi), *Bittium reticulatum* (Da Costa), *Brachyodontes lineatus* (Gmelin), *Ostrea edulis* (Linnaeus), *Abra nitida* (Muller), *Cuspidaria sp.* fragmenty *Cyprina islandica* (Linnaeus) oraz prawdopodobnie ułamki *Venerupis aureus* (Lamarck) (tabl. 1).

Skorupki mięczaków poddano datowaniu metodą uranowo-torową w Laboratorium U-Th w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Warszawie i uzyskano następujące wyniki: dla *Nassarius reticulatus* wiek minimalny 15,3 ± 0,95 tys. lat BP, zaś wiek modelowany, który można traktować jako maksymalny 31,4 ±2 tys. lat,

Tablica 1. 1-1.1–*Nassarius reticulatus* (Linnaeus) juv.; 2–2.1 – *Bittium reticulatum* (Da Costa) juv.; 3–3.1 – *Cerastobyssum exiguum* (Gmelin); 4–4.1 – *Cerastoderma glaucum* (Poiret); 5 – *Acanthocardia echinata* Linnaeus; 6 – *Abra nitida* (Muller); 7 – *Macoma balthica* (Linnaeus); 8–8.1 – *Dosinia lincta* (Pulteney) juv.; 9–9.1 – *Brachyodontes lineatus* (Gmelin); 10–10.1 – *Corbula gibba* (Olivi); 11–11.1 – *Cuspidaria* sp.; 12–12.1 – *Spisula subtruncata* (Da Costa); 13–18 – nieoznaczalne gatunki małży

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Cerastoderma glaucum – wiek minimalny 64 ± 3, modelowany 138 ± 10 tys. lat BP. oraz niezidentyfikowane skorupy mięczaków – fragmenty grubookruchowe – odpowiednio 42,9 ± 1,3 i 93 ± 5 tys. lat BP.

W świetle wyników datowań uranowo-torowych, badana fauna wykazuje vistuliański wiek, począwszy od końca eemu po schyłek interstadialu grudziądzkiego. Według autorów niniejszej pracy wszystkie daty U-Th dobrze korelują się z dotychczas wykonanymi datowaniami radiowęglowymi. Na przykład, uzyskany wiek *Nassarius reticulatus* można korelować z datami radiowęglowymi E. Drozdowskiego (1986) – 40 700 lat BP. oraz A. Tomczak i innych (1999) – 11 650 oraz >33 500 lat BP. Podobnie jest ze skorupami *Cerastoderma glaucum*, dla których wiek radiowęglowy uzyskany przez Tomczak (i inni, 1999) wynosi 40,6 tys. lat BP. Z kolei data radiowęglowa Drozdowskiego (1986) niezidentyfikowanych skorup mięczaków wynosi >42 300 lat BP, natomiast Tomczak i inni (1999) uzyskali datę 33 070 lat BP.

W bogatej literaturze dotyczącej wieku osadów morskich z rejonu doliny dolnej Wisły problem występowania ślimaków i małżów był dotychczas w wielu przypadkach różnie interpretowany, co wprowadziło wiele zamieszania i niejasności. Poglądy te kształtowały się przez dziesięciolecia od czasu, kiedy 137 lat temu fauna ta została stwierdzona w dolinie dolnej Wisły m.in. przez G. Berendta (1865) i uznana przez niego za faunę morza eemskiego. Jednakże pozycja stratygraficzna serii eemskiej nie była ściśle sprecyzowana. Ostatecznie wykrystalizował się pogląd, że fauna eemska w zboczach doliny Wisły i Wierzycy występuje na złożu wtórnym, a jej źródłem są morskie osady interglacjału eemskiego (Berendt, 1865; Galon, 1934; Halicki, 1951; Samsonowicz, 1951; Brodniewicz, 1960, 1969 i Makowska, 1979, 1986). Jednakże wszystkie przesłanki geologiczne dotyczące morza eemskiego przemawiają za ciepłym i słonym morzem (Mojski, 1993), zaś występujące w Gniewskich Młynach zespoły zawierają gatunki mięczaków o różnych wymaganiach ekologicznych i różnych zasięgach geograficznych, poddając w wątpliwość ustalony eemski wiek fauny.

Opisywane przez cytowanych powyżej autorów gatunki mięczaków (tab. 1) żyją współcześnie w morzach otaczających Europę, a niektóre z nich mają jeszcze szersze rozprzestrzenienie geograficzne. Na tej podstawie można bliżej określić ich przynależność do odpowiednich regionów zoogeograficznych i klimatycznych. Pomimo iż upodobania organizmów morskich w stosunku do temperatury są bardzo zróżnicowane, różny też jest ich zakres tolerancji termicznej, jest możliwe scharakteryzowanie paleogeograficznych i paleoklimatycznych warunków środowiska, w jakich żyła fauna. Organizmy stenotermiczne wykazują mały zakres tolerancji. Wśród nich można wyróżnić stenotermy zimno- i ciepłolubne, zamieszkujące odpowiednio wyłącznie wody zimne lub ciepłe. Inną grupę stanowią gatunki o szerokim zakresie tolerancji – gatunki eurytermiczne, tolerujące znaczny zakres zmian temperatury (Wiktor i inni, 1992).

Większość stwierdzanych gatunków w odsłonięciach w dolinie dolnej Wisły

http://rcin.org.pl

Tabela 1. Zestawienie gatunków oznaczonych przez cytowanych autorów

	Berendt 1865	Galon 1934	Samsonowicz 1951	Brodniewicz 1960	Brodniewicz 1969	Makowska 1986	Krzymińska
Abra nitida (Müller) (=*Syndosmya nitida*)				x	x	x	x
Abra alba (Wood) (=*Syndosmya alba*)			x		x		
Abra ovata (Philippi)				x			
Acanthocardia echinata (Linnaeus) (=*Cardium echinatum* (Linnaeus))		x					x
Astarte borealis (Schumacher)					x		
Bittium reticulatum (Da Costa)=(*Cerithium lima* Bruguiere)	x	x	x	x		x	x
Brachyodontes lineatus (Gmelin) (=*Mytilus lineatus*)		x	x	x			x
Cardium (*Cerastoderma*) *glaucum* (=*Cardium lamarcki* Reeve)					x	x	x
Cardium edule (Linnaeus)	x	x	x				
Cerastobyssum exiguum (Gmelin)				x			x
Cardium paucicostatum Sowerby (=*Acanthocardia paucicostata*)			x	x	x	x	
Chrysalida spiralis (Montagu)				x			
Clathhrus clathrus (Linnaeus)				x			
Corbula gibba (=*Aloides gibba* (Olivi))		x	x	x		x	x
Cuspidaria sp.							x
Cyprina islandica (Linnaeus)		x			x		x
Diaphana minuta (Brown)				x			
Dosinia lincta (Pulteney)							x
Eulimella nitidissima (Montagu)			x	x		x	
Gastrana fragilis (Linnaeus)				x			
Hydrobia stagnalis (Baster) (=*Hydrobia ventrosa* (Montagu))				x	x		
Hydrobia ulvae (Pennant)				x	x		
Lacuna vincta (Montagu)				x	x		

http://rcin.org.pl

	Berendt 1865	Galon 1934	Samsonowicz 1951	Brodniewicz 1960	Brodniewicz 1969	Makowska 1986	Krzymińska
Littorina littorea (Linnaeus)		x		x	x		
Macoma balthica (Linnaeus) (=*Tellina baltica* Linnaeus)		x		x	x		x
Mysella bidentata (Montagu)				x			
Mytilus edulis (Linnaeus)				x	x	x	
Nassarius reticulatus (Linnaeus)	x	x	x	x	x	x	x
Odostomia pallida (Montagu)				x		x	
Odostomia unidentata (Montagu)				x			
Ostrea edulis (Linnaeus)			x	x			x
Portlandia arctica (Gray)					x		
Retusa umbilicata (Montagu) =*Retusa obtusa* (Montagu)						x	
Rissoa inconspicua Alder				x			
Rissoa interrupta var. bifasciata Sars				x			
Rissoa membranacea (Adams)				x	x	x	
Scrobicularia plana (Da Costa) (=*Scrobicularia piperata*)		x		x		x	
Spisula subtruncata (Da Costa) (=*Mactra subtruncata* (Da Costa))		x		x	x	x	x
Tellina solidula Lamarck	x						
Venerupis aureus Lamarck (=*Tapes aureus var. eemensis*)		x	x	x		x	x
Venus pullastra (Montagu) =*Tapes pullastra*	x						

i Wierzycy ma charakter arktyczno-borealny. Takie gatunki jak: *Hydrobia ulvae* (Pennant), *Littorina littorea* (Linnaeus), *Portlandia arctica* (Gray), *Astarte borealis* (Chemnitz), *Cyprina islandica* (Linnaeus), *Macoma balthica* (Linnaeus) oraz *Mytilus edulis* Linnaeus, zasiedlają współczesne Morze Arktyczne (Różycki, 1992) i Morze Białe (Skarłato, 1987), Morze Północne oraz zachodni Bałtyk. Borealny charakter mają natomiast: *Lacuna vincta* (Montagu), *Rissoa inconspicua Alder, Rissoa membranacea* (Adams), *Hydrobia stagnalis* (Baster), *Bittium reticulatum* (Da Costa), *Eulimella nitidissima* (Montagu), *Nassarius reticulatus* (Linnaeus), *Aloidis gibba* (Olivi), *Cardium edule* (Linnaeus), *Cardium exiguum*

http://rcin.org.pl

Gmelin, *Mysella bidentata* (Montagu), *Ostrea edulis* (Linnaeus), *Scrobicularia plana* (Da Costa). W najmniejszej ilości występowały gatunki o charakterze luzytańskim, które współcześnie zasiedlają Morze Śródziemne: *Clathrus clathrus* (Linnaeus), *Cardium paucicostatum* (Sowerby), *Brachyodontes lineatus* (Gmelin), *Gastrana fragilis* (Linnaeus), *Odostomia pallida* (Montagu) oraz *Venerupis aurea senescens* (Cocconi).

Na podstawie rozprzestrzenienia poszczególnych gatunków łatwo zauważyć ich migracje z północy, z Morza Białego, w kierunku południowym. W świetle tych rozważań, nie można się zgodzić z hipotezą A. Makowskiej (1986), iż największy zasięg miały transgresje mórz ciepłych, luzytańskich, które docierały do okolic Sztumu i Kwidzyna. Z punktu widzenia wymagań ekologicznych fauny luzytańskiej, więc ciepłolubnej (ich zasięgi obejmują wschodnią część Atlantyku i Morze Śródziemne) jest to trudne do przyjęcia. W przypadku gatunków stenohalinowych i stenotermicznych, które zasiedlają wody o wyższych wymaganiach termicznych (cieplejsze) niż wody w strefie arktycznej i umiarkowanej, i jednocześnie o wysokim zasoleniu 25–35 PSU (*Practical Salinity Unit*), nie następuje przystosowanie się do wód zimnych, ani do wód o niższym zasoleniu. Każda taka zmiana prowadzi do eliminacji gatunku lub jego wycofania się do refugiów – obszarów o korzystnych warunkach ekologicznych. Przykładem takiego refugium mogłaby być Zatoka Kilońska, gdzie znaczna liczba gatunków ciepłolubnych teoretycznie powinna przeżyć do dziś, a jednak formy luzytańskie nie przetrwały, z uwagi na zimniejsze wody i obniżone zasolenie. Wobec powyższego, gatunkami, które mogą posłużyć za wskaźniki stopnia zasolenia wód są wyłącznie gatunki stenohalinowe, eurytermiczne: *Bittium reticulatum* (Da Costa) zasiedlające wody powyżej 25 PSU, *Nassarius reticulatus* (Linnaeus) powyżej 16 PSU, *Cardium exiguum* Gmelin 28–34 PSU oraz stenohalinowy, stenotermiczny gatunek *Acanthocardia paucicostata* (Sowerby), który wymaga wód o normalnym zasoleniu – 35 PSU i ciepłych wód (Studencka i Popov, 1996).

Powyższe rozważania prowadzą do stwierdzenia, iż istnieje podstawa biogeograficzna, aby poddać w wątpliwość hipotezę o pochodzeniu fauny z ciepłego morza eemskiego. W badanym zespole fauny mięczaków większość gatunków ma charakter arktyczno-borealny i borealny, a nie luzytański, jak to jest przedstawiane i utrzymywne przez autorów cytowanych powyżej prac. Prawdopodobnie występujące w osadach nieliczne gatunki luzytańskie mogły zostać redeponowane z mioceńskich osadów morskich.

Dobrym przykładem fauny borealnej jest opisany przez K.S. Petersena (1993) zespół malakofauny w osadach litorynowych Półwyspu Jutlandzkiego, reprezentowany przez takie gatunki jak: *Hydrobia ulvae* (Pennant), *Hydrobia ventrosa* (Montagu), *Bittium reticulatum* (Da Costa), *Littorina littorea* (Linnaeus), *Nassarius reticulatus* (Linnaeus), *Retusa truncatula* (Bruguiere), *Rissoa membranacea* (Adams), *Abra alba* (Wood), *Corbula gibba* (Olivi), *Mytilus edulis* Linnaeus, *Ostrea edulis* Linnaeus, *Parvicardium exiguum* (Gmelin), *Scrobicularia plana*

http://rcin.org.pl

(Da Costa), *Venerupis decussata* (Linnaeus), *Cerastoderma edule* Linnaeus, *Mysella bidentata* (Montagu). Jak wynika z przedstawionych gatunków w odsłonięciu w Gniewskich Młynach, mamy do czynienia z bardzo podobnym zespołem.

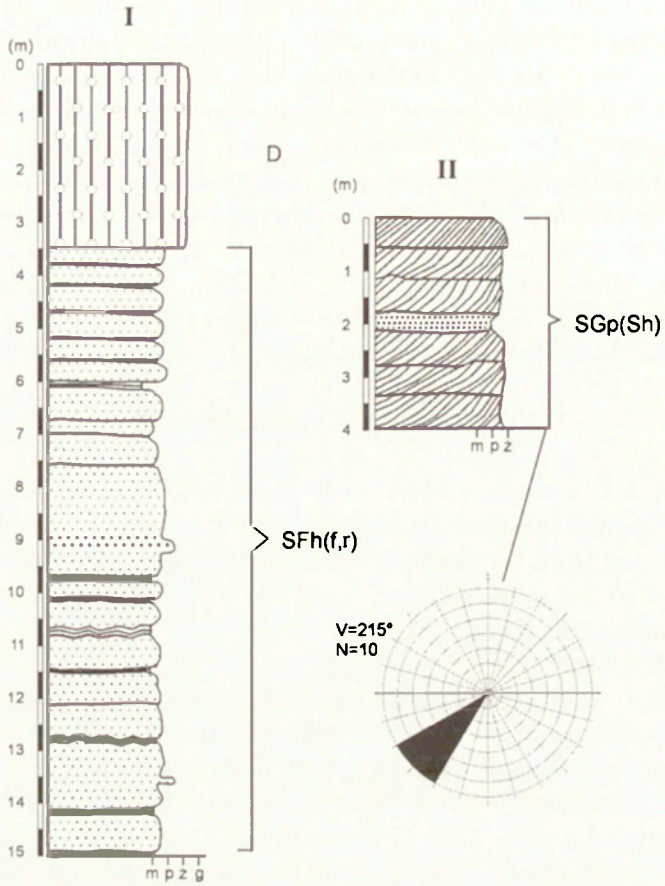
Gatunkami dominującymi w zespole fauny z Gniewskich Młynów są *Cerastoderma glaucum* i *Nassarius reticulatus*, również o charakterze borealnym. Obecność w składzie gatunkowym fauny licznych skorupek *Nassarius reticulatus*, *Cerastoderma glaucum* oraz zgodność datowań w sposób jednoznaczny odrzuca hipotezę, że występująca tutaj fauna pochodzi z interglacjału eemskiego. Przedstawione argumenty przemawiają głównie za zimnym morzem funkcjonującym w czasie interstadiału grudziądzkiego jako środowisku życia większości występującej w Gniewskich Młynach fauny morskiej.

Odsłonięcie Gniew-Cegielnia

Odsłonięcie to jest położone około 0,5 km na północ od Gniewskich Młynów, na terenie kopalni piasków schudzających dla Cegielni Gniew. W wyrobisku, którego strop znajduje się na wysokości około 53 m npm. występuje seria osadów piaszczystych o miąższości co najmniej 25 m. Przykrywa ją warstwa brązowej gliny morenowej o miąższości 3,5 m.

Cechą charakterystyczną odsłoniętej serii piaszczystej jest przemienne występowanie litofacji drobnopiaszczystych oraz drobnopiaszczysto-mulkowych, które tworzą szereg nakładających się sekwencji (ryc. 3–I). W dolnych częściach poszczególnych sekwencji występuje piasek drobnoziarnisty z niewielkim udziałem piasku średnioziarnistego, laminowany poziomo (Sh) i smużyście (Sf), o średniej miąższości 30–50 cm. Górną część sekwencji tworzą piaski mułkowate i bardzo drobnoziarniste o laminacji smużystej (Sf) oraz riplemarkowej (Sr). Mają one już zdecydowanie mniejszą miąższość, rzędu kilku centymetrów. Zaprezentowana sekwencja litofacjalna reprezentuje budowę strefy przykorytowej równiny zalewowej rzeki roztokowej i można ją zakwalifikować do typu D-5 (czyli niskoenergetyczna, płytka rzeka roztokowa lub przykorytowa równia zalewowa) w ramach litotypów sandrowych wydzielonych przez T. Zielińskiego (1993). Wniosek ten uzasadnia także fakt występowania w centralnej części wyrobiska grubszych osadów, których akumulacja jest już związana z subśrodowiskiem korytowym na równinie aluwialnej rzeki roztokowej. Osady te znajdują się w centralnej części wyrobiska, w nie wyeksploatowanej grzędzie o przebiegu NNE–SSE. Występują one w postaci piaszczysto-żwirowych zestawów o przekątnym warstwowaniu tabularnym wielkiej skali (ryc. 3–II). Powstawały one wskutek akumulacji odsypów poprzecznych w korycie roztokowym. Wypadkowa kierunków nachylenia lamin przekątnych jest zgodna z przebiegiem piaszczysto-żwirowej grzędy w wyrobisku. Kierunki paleoprzepływów, podobnie jak w Gniewskich Młynach, lokują się w sektorze południowo-zachodnim (ryc. 3–II). Formę tę w całości można traktować jako efekt akumulacji korytowej, zaś znaj-

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Budowa geologiczna w odsłonięciu Gniew-Cegielnia. Objaśnienia jak na ryc. 2.

Geological structure in the Gniew-Cegielnia outcrop. Explanations as in Fig. 2.

dujące się w sąsiedztwie utwory piaszczysto-mulkowe – jako przykorytową równinę zalewową. W tym miejscu należy podkreślić zdecydowaną przewagę utworów pozakorytowych w ogólnym bilansie aluwiów zaprezentowanej rzeki roztokowej.

Podobnie jak w Gniewskich Młynach, cechą charakterystyczną serii piaszczystej jest obecność fauny mięczaków kopalnych. Jednakże w odsłonięciu Gniew-Cegielnia znajdowano niewiele gatunków, głównie były to: *Cerastoderma glaucum* (Poiret) oraz *Bittium reticulatum* (Da Costa), o zmniejszonych wymiarach skorupek. Główną przyczyną takiego stanu rzeczy jest większa drobnoziarnistość tych osadów w porównaniu z Gniewskimi Młynami. Obok fauny mięczaków morskich w czasie penetracji odsłonięcia autorzy znaleźli tutaj szczątki fauny lądowej: mleczny ząb trzonowy oraz cios mamuta, a także fragment kości ramieniowej nosorożca (*Rhinoceros?*) i fragment kości piszczelowej konia (*Equus?*). Szczątki mamuta i kości oznaczył dr Gwidon Jakubowski z Muzeum Ziemi PAN

http://rcin.org.pl

w Warszawie, za co autorzy chcieliby w tym miejscu serdecznie podziękować. Cios mamuta został wydatowany metodą U-Th na 25 tys. lat BP (wiek modelowany). Uzyskana data w pełni koreluje z wynikami datowań malakofauny w Gniewskich Młynach. Należy dodać, że szczątki mamuta należą do najczęstszych znalezisk ssaków plejstoceńskich na terenie Polski, natomiast rzadziej spotyka się kości nosorożców i koni.

Zaprezentowana seria piaszczysta pokryta jest ciągłą warstwą brązowej, piaszczystej gliny morenowej, o miąższości 3,5 m. Skład petrograficzny żwirów w glinie morenowej jest bardzo zbliżony do wyników uzyskanych dla dolnej części gliny występującej w Gniewskich Młynach. Zdecydowanie dominują w jej składzie petrograficznym wapienie mezozoiczne (30,4%) i wapienie paleozoiczne (30,2%), przy stosunkowo niewielkim udziale otoczaków skal krystalicznych (20,8%).

Wnioski

Przedstawiony powyżej materiał dokumentacyjny pozwala w pełni połączyć, pod względem genetycznym, utwory odsłaniające się w Gniewskich Młynach i Gniewie-Cegielni. Piaszczysto-żwirowe osady tworzyły się na równinie zalewowej rzeki roztokowej związanej z odpływem wód roztopowych lądolodu w kierunku południowo-zachodnim. Występująca tam fauna morska była wymywana przez rzeki lodowcowe z osadów wyegzarowanych przez lądolód z dna niecki Bałtyku. Całość osadów fluwioglacjalnych została następnie pokryta gliną morenową złożoną przez transgredujący lądolód.

Piaszczyste utwory o podobnej genezie, zawierające faunę morską, występują również w odsłonięciu Szprudowo usytuowanym w krawędzi doliny Wisły na północ od Gniewu oraz w odsłonięciu Brodzkie Młyny znajdującym się w krawędzi ujściowego odcinka doliny Wierzycy (ryc. 1). W tym ostatnim odsłonięciu cała seria piaszczysto-żwirowa jest glacjotektonicznie spiętrzona (Błaszkiewicz, 1988). Również tam wykształcenie litofacjalne odsłaniających się serii piaszczystych wskazuje na ich akumulację w obrębie równiny zalewowowej rzeki roztokowej z odpływem w kierunku południowo-zachodnim.

We wszystkich wyżej wymienionych stanowiskach występują osady fluwioglacjalne z redeponowaną morską fauną wieku wistuliańskiego. Obecność morskiej fauny z interstadiału grudziądzkiego oraz wykonane datowania bezwzględne fauny wskazują, że osady fluwioglacjalne należy łączyć z fazą anaglacjalną stadialu górnego zlodowacania Wisły (lądolód leszczyński). Występujący powyżej pokład gliny morenowej jest już związany z nasunięciem tegoż lądolodu. Jak wcześniej zaznaczono, problemem otwartym pozostaje wydzielenie w ramach tego kompleksu glacjalnego poziomu gliny morenowej fazy pomorskiej.

Na podstawie analizy rozmieszczenia wierceń archiwalnych oraz pozostałych odsłonięć w rejonie Gniewu można sądzić, że zaprezentowana seria piaszczysta, z odsłonięć Gniewskie Młyny i Gniew-Cegielnia, występuje tylko w postaci wą-

http://rcin.org.pl

skiego pasa, w strefie przykrawędziowej doliny Wisły. Fakt ten sugeruje dolinny charakter sandru transgresywnego. Glina morenowa pokrywająca serię piaszczystą na zachód od opisanych stanowisk zalega już bezpośrednio na szarej glinie morenowej, która według Z. Kotańskiego (1956) jest przedeemskim poziomem glacjalnym. Z kolei K. Wrotek (1986) łączy ją ze stadialem sandomierskim zlodowacenia Wisły (faza toruńska według Makowskiej, 1982). Przynależność chronostratygraficzna tej gliny jest obecnie przedmiotem kolejnych badań autorów niniejszego artykułu.

Piśmiennictwo

Berendt G., 1865, *Marine – Diluvialfauna in Westpreussen*, Schriften d. Physik. Oek. Gesell zu Königsberg, VI, s. 203–209.

Błaszkiewicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 10.

Brodniewicz I., 1960, *Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie*, Acta Paleontologica Polonica, V, 2, s. 235–282.

–, 1969, *Mięczaki z interglacjalnych iłów elbląskich z Elbląga i Nadbrzeża*, Acta Paleontologica, XIV, 2, s. 253–290.

Drozdowski E., 1986, *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulianu w północnej części dolnego Powiśla*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 146, Warszawa.

Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią, 12–13.

–, 1938, *Stratygrafia dyluwium wzdłuż prawego brzegu doliny Wisły od Gardei do Malborka oraz w okolicy Elbląga*, Sprawozdania Poznańskiego TPN, 2.

Gadomska A., 1938, *Die Eemfauna an der unteren Weichsel. Verhandlungen der III International Quartär-Konferenze in Wien, Sept. 1936*, Geologische Landesanstalt, Wien.

Halicki B., 1951, *Z historii plejstoceńskiego Bałtyku*, Acta Geologica Polonica, II, s. 595–615.

Kotański Z.J., 1956, *Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuławy*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 100, Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 7, s. 291–354.

Makowska A., 1979, *Interglacjał eemski w dolinie dolnej Wisły*, Studia Geologica Polonica, 63.

–, 1986, *Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia*, Prace Instytutu Geologicznego, CXX, s. 3–74.

–, 1989, *Dziewięć plejstoceńskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 56, s. 83–92.

–, 1990, *Nowe stanowisko plejstoceńskich osadów morza krastudzkiego na Dolnym Powiślu*, Kwartalnik Geologiczny, 34, 3, s. 465–488.

–, 1991, *Profil geologiczny otworu w Pagórkach koło Elbląga oraz znaczenie wyników badań pyłkowych jego osadów dla stratygrafii młodszego plejstocenu w Polsce*, Przegląd Geologiczny, 39, 5–6, s. 262–268.

–, 1992, *Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes*, Kwartalnik Geologiczny, 36, 1, s. 97–120.

–, 1994, *Climatic variation in the pre-glacial part of the Toruń Glaciation in the Lower Vistula Region and the Elbląg Elevation (preliminary report)*, Kwartalnik Geologiczny, 38, 1, s. 133–154.

Mojski J.E., 1993, *Europa w plejstocenie – ewolucja środowiska przyrodniczego*, Wyd. PAE, Warszawa.

Petersen K.S., 1993, *Environmental changes recorded in the Holocene molluscan faunas from Djursland*, Denmark, Scripta Geologica, Special Issue, 2, s. 359–369.

http://rcin.org.pl

Rózycki O., 1992, *Occurrence of Gastropoda and Bivalvia in Horsund Fiord (West Spitsbergen, Svalbard)*, Polish Polar Research, 13, 1, s. 41–57.

Samsonowicz J., 1951, *Interglacjał eemski nad dolną Wisłą*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, XX, 1–2, s. 303–304.

Skarlato O.A., 1987, *Molluski Belogo Morja*, Nauka, Leningrad.

Studencka B., Popov S.V., 1996, *Genus Acanthocardia (Bivalvia) from the Middle Miocene of the Paratethys*, Prace Muzeum Ziemi, 43, s. 17–37

Tomczak A., Krzymińska J., Pazdur A., 1999, *Problemy interpretacji dat radiowęglowych fauny morskiej z utworów górnego czwartorzędu*, [w:] *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, red. A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel, Ossolineum, Wroclaw.

Wiktor K., Węslawski J.M., Żmijewska M.I., 1997, *Biogeografia morza*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.

Wrotek K., 1986, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gniew*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Prace Naukowe UŚ, 1998, Katowice.

[Wpłynęło: maj 2002 r.]

MIROSŁAW BŁASZKIEWICZ
OLAF JUSCHUS
JARMILA KRZYMIŃSKA

THE STRATIGRAPHY AND GENESIS OF SEDIMENTS WITH MARINE FAUNA NEAR GNIEW (NORTHERN POLAND)

The margins of the Wierzyca and Wisla (Vistula) Valleys near Gniew (Fig. 1) feature a thick series of sandy-gravely sediments containing marine fauna below a several-kilometre layer of morainic clay. In studies made to date, the fauna in question has been linked with the Eemian stage, while the sediments in which it occurs have been associated with either the Krastudy or Grudziądz Interstadials. However, lithofacial analyses of sediments plus palaeoenvironmental analyses of fauna and absolute dating have allowed the authors of the present work to make a critical assessment of previous viewpoints, and to advance their own hypothesis as to genesis and chronostratigraphic positioning.

The palaeoenvironmental analyses make it abundantly clear that the living environment of most of the species making up the then marine fauna (see Table) should not be associated with the warm Eemian period, but rather with the cool sea developing during the Grudziądz Interstadial. This conclusion gains full support in uranium-thorium dating. The sandy-gravely sediments in which the fauna occurs were laid down on the floodplain of a meltwater river flowing out in a south-westerly direction (Figs. 2, 3). The marine fauna was washed out by the glacial rivers from marine sediments plucked by the ice sheet from the floor of the Baltic trough. The presence of marine fauna from the Grudziądz Interstadial combines with the direct dating (including that of a mammoth's tooth found there) to indicate that the fluvioglacial sediments should be linked with the anagla-

http://rcin.org.pl

cial phase of the upper stadial of the Vistulian Glaciation's Leszno phase. The cover of morainic clay overlying the fluvioglacial sediments is already linked with the retreat of the above ice sheet. A problem remaining open is the separation within the framework of the Leszno glacial complex of a distinct layer of morainic clay from the Pomeranian phase.

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 547–567

Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego na Noteci Zachodniej – morfologia i osady platformy przybrzeżnej*

The shore zone of Pakość Reservoir on the Western Noteć River – platform morphology and deposits

HALINA GROBELSKA
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87-100 Toruń, ul. Kopernika 19,
e-mail: Halina.Grobelska@geopan.torun.pl

Zarys treści. Zbiornik pakoski powstał w efekcie piętrzenia w 1975 r. jezior położonych w dolinie Noteci. Cechuje się on wysokimi, dochodzącymi do 4 m wahaniami stanów wody, które decydują o charakterze i tempie rozwoju jego strefy brzegowej. Strefa ta po 25 latach eksploatacji jest nadal bardzo aktywna i wykazuje wyraźne powiązania z warunkami lokalnymi.

Słowa kluczowe: strefa brzegowa, podpiętrzone jezioro, platforma przybrzeżna, osady powierzchniowe.

Wprowadzenie

Od stuleci istotnym problemem gospodarki człowieka jest woda i to nie tylko ochrona przed jej nadmiarem czy niedoborem, ale również najbardziej racjonalne wykorzystanie jej zasobów. Jednym z przejawów działań zmierzających do tego celu jest tworzenie sztucznych zbiorników wodnych powstających w efekcie przegradzania cieków wodnych bądź piętrzenia istniejących już akwenów – jezior. Przykładem tego typu antropogenicznego przekształcenia są podpiętrzone jeziora położone w dolinie Noteci, tworzące obecnie zbiornik pakoski, jeden z większych tego typu akwenów w Polsce.

Nizina Wielkopolsko-Kujawska z doliną Noteci zaliczana jest obecnie do najwyższej, pierwszej kategorii potrzeb wodnych (Kowalczan i inni, 1997). Prace mające na celu wzrost i lepsze wykorzystanie zasobów wodnych tego rejonu prowadzone są tu od lat 50. Polegają one głównie na piętrzeniu jezior, które w efekcie przeprowadzonych w połowie XIX w. prac melioracyjnych często znacznie obniżyły swoje zwierciadło wody. Wysokość piętrzenia, podobnie jak

* Badania terenowe były częściowo finansowane ze środków Miasta i Gminy Janikowo.

http://rcin.org.pl

miało to miejsce w przypadku Jezior Pakoskich przekracza „naturalną" rzędną lustra wody w jeziorze, a fluktuacje stanów wody znacznie przewyższają wahania naturalne.

Podniesienie poziomu wody w jeziorze powyżej dotychczasowych stanów maksymalnych, w zależności od wysokości piętrzenia, powoduje zmianę zasięgu bądź tworzenie od nowa jego strefy brzegowej. Ponadto jakościowym i ilościowym zmianom ulegają czynniki i procesy ją kształtujące, które w znacznym stopniu uzależnione są od charakteru prowadzonej na akwenie gospodarki wodnej (Banach, 1988, 1992, 1997; Finarov, 1986; Hellsten, 1998, 2000, 2001; Horsky, Spanila, 1997; Lambor, 1962; Ovčennikov, 1996; Širokov i inni, 1992).

Morfometria zbiornika i charakterystyka jego najbliższego otoczenia

Zbiornik pakoski został utworzony na Noteci Zachodniej w 1975 r. w ramach programu piętrzenia jezior położonych w dolinie Noteci i jej lewobrzeżnego dopływu Panny. Piętrzenie miało na celu:

1) uregulowanie stosunków wodnych w dorzeczu Noteci,
2) zaspokojenie rosnącego zapotrzebowania na wodę, znacznie przekraczającego dyspozycyjne zasoby Górnej Noteci,
3) zaopatrzenie w wodę rolnictwa w dolinie Noteci do profilu Nakło, oraz
4) zabezpieczenie przeciwpowodziowe.

Zbiornik ten jest częścią składową „hydrowęzła pakoskiego" regulującego gospodarkę wodną Noteci Połączonej. Głównymi odbiorcami wody ze zbiornika miały być zakłady chemiczne w Janikowie i Mątwach, żegluga i rolnictwo, a ich łączne zapotrzebowanie przewidywano na około 114,2 mln m^3 wody rocznie (*Piętrzenie...*, 1956). Maksymalny poziom piętrzenia był wynikiem kompromisu pomiędzy orografią terenu i możliwością retencjonowania wód w zbiorniku oraz istniejącej nad jeziorami infrastruktury – głównie mostu drogowego i linii kolejowej z Bydgoszczy do Poznania.

Zbiornik pakoski powstał w efekcie spiętrzenia o 4,5 m wód dwóch jezior, tj. dwudzielnego Jeziora Pakoskiego: Północnego (2,85 km^2) i Południowego (4,65 km^2) oraz niewielkiego, leżącego od nich w odległości około 2,3 km na południe Jeziora Bronisławskiego (0,41 km^2). Zbiornik jest wyraźnie wydłużony, co wynika z położenia w obrębie południkowo przebiegającej rynny subglacjalnej, rozdzielającej wysoczyzny Kujawską (90–93 m npm.) i Gnieźnieńską (110–120 m npm.; Pojezierze Gnieźnieńskie wg Kondrackiego, 1994). Głębokość rozcięcia wysoczyzn w stosunku do dna rynny wynosi od 20 do 50 m. Forma ta lokalnie wypełniona jest 5–10-metrowej miąższości osadami jeziornymi: gytią i torfami. Stoki rynny są asymetryczne. Zachodnie są wyższe, łagodniejsze, szerokie na około 750 m, wschodnie natomiast są węższe (około 250 m), często mające postać stromego, kilkumetrowego klifu. Zbocza zbiornika zbudowane są generalnie z glin zwałowych, miejscami pokrytych bądź przewarstwionych

http://rcin.org.pl

piaskami lub piaskami gliniastymi. W południowej części zbiornika w jego bezpośrednim otoczeniu występują torfy. Piętrzenie wód o 4,5 m spowodowało zalanie nie tylko towarzyszących misom jeziornym teras i stoków rynny, ale również równiny zalewowej Noteci pomiędzy nimi i na 2,5-km odcinku powyżej jezior (ryc. 1). Powierzchnia akwenu wzrosła z 8,1 km^2 do 13,02 km^2, tj. o ponad 60%, a pojemność z 40,60 do 86,46 mln m^3, tj. o ponad 110 %. Pozostałe parametry to: długość 20,1 km, średnia szerokość 0,74 km i średnia głębokość 9,2 m (tab. 1). Sztucznymi groblami wykorzystywanymi jako drogi bądź linie kolejowe, które istniały jeszcze przed jego utworzeniem, zbiornik jest podzielony na cztery odrębne części, pomiędzy którymi następuje swobodna wymiana wody. Są to jeziora: Pakoskie Północne, Pakoskie Południowe, Bronisławskie i Kunowskie.

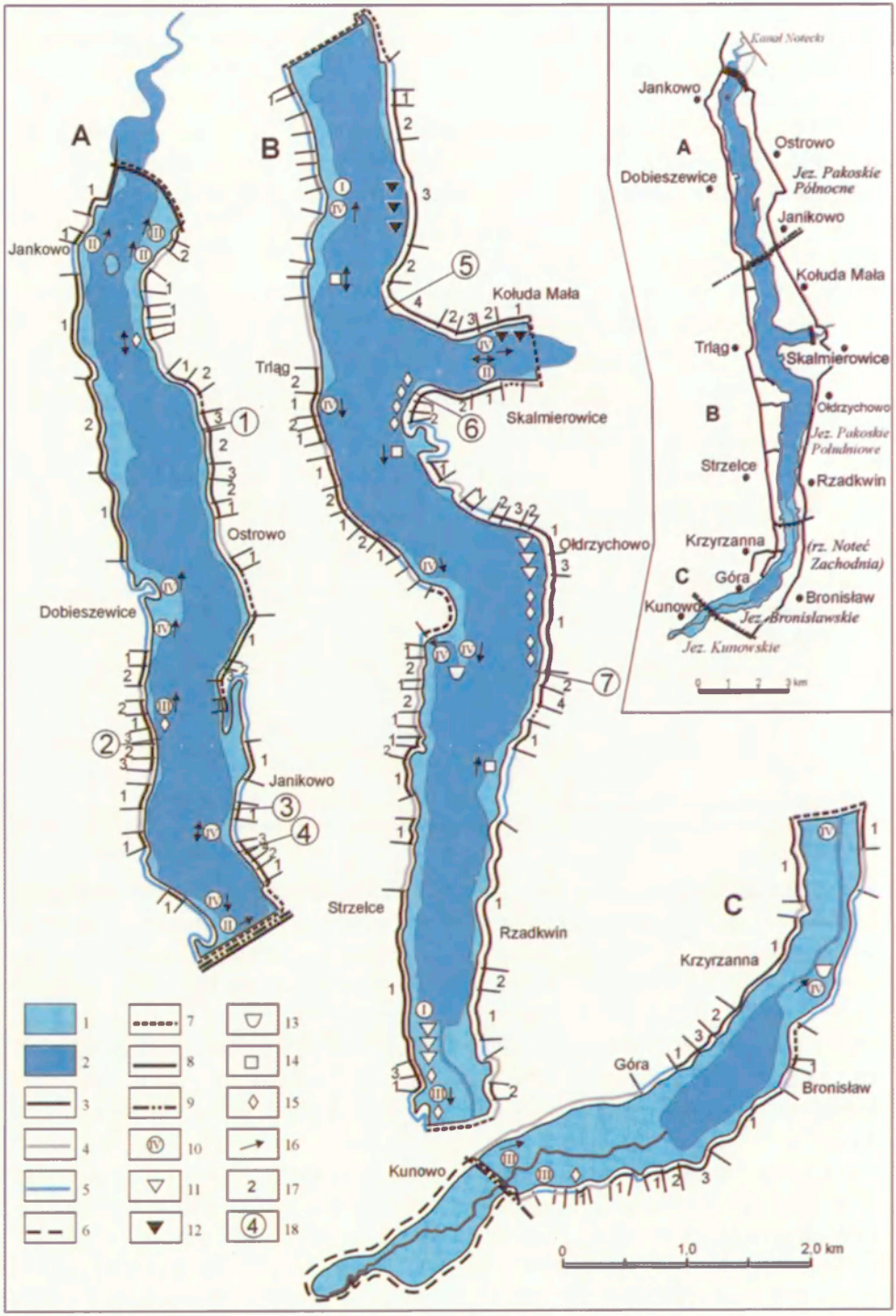
Tabela 1. Parametry zbiornika pakoskiego

Parametr	Wartość
Powierzchnia: przed piętrzeniem	8,1 km^2
po piętrzeniu (79,4 m npm.)	13,02 km^2
Pojemność całkowita:	
przed piętrzeniem	40,6 mln m^3
po piętrzeniu (79,4 m npm.)	86,46 mln m^3 (wzrost o 110%)
Pojemność użytkowa	41,36 mln m^3 (48%)
Głębokość : średnia	9,2 m
maksymalna	19,3
Szerokość: średnia	0,74 km
maksymalna	2,0 km
Długość	20,1 km
Całkowita długość linii brzegowej	50,55 km*

* obliczona z mapy w skali 1:10 000

Naturalny poziom lustra wody w Jeziorach Pakoskich przed ich spiętrzeniem kształtował się na wysokości około 75 m npm. Jednak w przeszłości poziom ten, a tym samym zasięg strefy brzegowej, podlegał licznym zmianom. Przed spiętrzeniem zbiornika w otoczeniu Jezior Pakoskich prowadzone były, zakrojone na szeroką skalę, badania paleogeograficzne, paleobotaniczne i archeologiczne (Niewiarowski, 1976). Wykazały one, iż jezioro w obrębie rynny występowało już co najmniej od młodszego dryasu, tj. około 10,5 ka BP, a zwierciadło jego wód kształtowało się na wysokości około 75 m npm. Jednak w jego historii można wyróżnić wyraźne okresy wyższego położenia lustra wody. Pierwszy okres – to schyłek okresu subborealnego (~4 ka BP) – ze zwierciadłem wód na poziomie 76 m npm., drugi okres – przełom I w. p.n.e. / I w. n.e. – z lustrem wody zalegającym na wysokości 79–80 m npm., a być może do 81 m npm. i trzeci – trwający od końca XI do II połowy XIX w. – kiedy to po okresie niskiego poziomu, utrzymującego się w średniowieczu, wody podniosły się do 77,5–78,0 m npm. Przekopanie w 1774 r. Kanału Noteckiego oraz przeprowadzenie w połowie XIX w.

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl

prac melioracyjnych, doprowadziło do obniżenia poziomu wód w jeziorach na Kujawach średnio o około 2,5 m (Skarżyńska, 1963). W samym Jez. Pakoskim lustro wody obniżyło się o 76 cm, a w Jez. Bronisławskim – o 66 cm (stan z roku 1861) (Kaniecki, 1997). Powierzchnia tego ostatniego zmniejszyła się o 42%. Lustro wody w Jez. Pakoskim w początku XX w. ukształtowało się na wysokości niespełna 75 m npm. (Niewiarowski, 1976), a wahania jego stanów wody oscylowały w granicach 0,5–0,6 m. Zatem przyjęty za naturalny poziom lustra wody w jeziorach przed utworzeniem zbiornika pakoskiego był w zasadzie poziomem sztucznym, wynikającym z silnej antropopresji. Gdyby nie ciągłe, znaczne wahania lustra wody, obecne sztuczne piętrzenie zbiornika pakoskiego można by uznać za swoistą formę renaturalizacji warunków panujących w tym akwenie, przynajmniej pod względem hydrologicznym, sprzed 2000 lat.

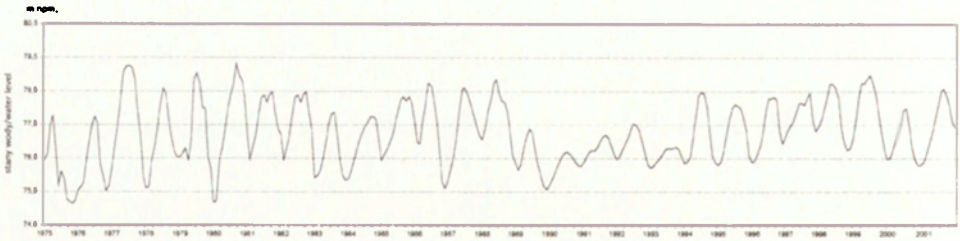
Gospodarka wodna na zbiorniku

Bezpośredni wpływ na kształtującą się strefę brzegową ma nie tylko zmiana samych parametrów akwenu, ale również charakter prowadzonej gospodarki. Zbiornik pakoski, jak już wcześniej wspomniano, jest częścią składową systemu Noteci Zachodniej, która wraz z dopływającą do niej w Pakości Notecią Wschodnią umożliwia gospodarowanie zasobami wodnymi Noteci Połączonej. Pełni on głównie funkcję retencyjną i przeciwpowodziową. W okresie zimowo-wiosennym gromadzone są w nim wody roztopowe w celu zabezpieczenia przed zalaniem doliny Noteci poniżej zbiornika i zmagazynowania ich do celów przemysłowych, a ponadto wykorzystania w okresie letnio-jesiennym do nawodnień pól i wyrównywania niskich stanów wody na Noteci poniżej zbiornika. Ze względu na niską jakość wody akwen ten tylko w minimalnym stopniu wykorzystywany jest rekrea-

Ryc. 1. Typologia brzegów zbiornika pakoskiego
1 – powierzchnia zbiornika przy maksymalnym piętrzeniu, 2 – powierzchnia jezior przed piętrzeniem; brzeg: 3 – abrazyjny, 4 – neutralny, 5 – akumulacyjny, 6 – biogeniczny, 7 – umocniony; 8 – droga, 9 – kolej; formy akumulacyjne: 10 – kosa, cyfry rzymskie wewnątrz sygnatury oznaczają długość formy: I – 0–5 m, II – 5–10 m, III – 10–15 m, IV – >15 m, 11 – cypel swobodny, 12 – cypel wymuszony, 13 – odsyp piaszczysty, 14 – mierzeja, 15 – wal brzegowy, 16 – kierunek przyrastania formy, 17 – wysokość aktywnego klifu towarzyszącego abrazyjnym odcinkom brzegu: 1 – 0,0–0,5 m, 2 – 0,5–1,0 m, 3 – 1,0–1,5 m, 4 – >1,5 m; 18 – monitorowane w latach 1999–2001 przekroje poprzeczne platformy przybrzeżnej

Classification of the Pakość Reservoir shores
1 – reservoir area at maximum water level, 2 – lake area before water rise; shore: 3 – abrasive, 4 – neutral, 5 – accumulative, 6 – biogenic, 7 – artificial; 8 – road, 9 – railway; accumulation forms:10 – spit, Roman numerals inside signature denote forms' size: I – 0–5 m, II – 5–10 m, III – 10–15 m, IV – >15 m, 11 – natural spur, 12 – constrain spur, 13 – lateral sand bar, 14 – bay mouth bar, 15 – swash bar, 16 – direction of form increase, 17 – height of active cliffs: 1 – 0,0–0,5 m, 2 – 0,5–1,0 m, 3 – 1,0–1,5 m, 4 – >1,5 m, 18 – cross section by coastal platform monitored in years 1999–2001

http://rcin.org.pl

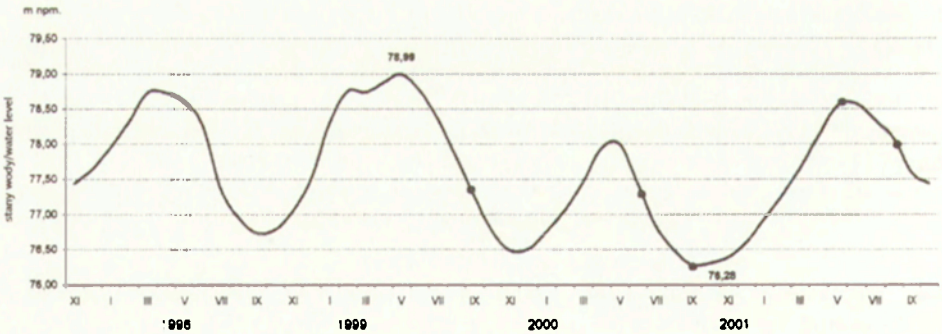


Ryc. 2. Stany wody na zbiorniku pakoskim w latach 1975–2001

Water levels in the Pakość Reservoir in 1975–2001

cyjnie. Pełnione funkcje, jak również fakt, iż blisko połowa gromadzonej wody (48%) to pojemność użytkowa sprawiają, iż w ciągu roku w zbiorniku tym dochodzi do znacznych wahań stanów wody (ryc. 2). Instrukcja eksploatacji zbiornika dopuszcza wahania zwierciadła wody pomiędzy rzędnymi 79,4 a 75,5 m npm., tj. około 3,9 m, podczas gdy naturalne wahania stanów wody w tych jeziorach przed ich spiętrzeniem oscylowały wokół 0,5 m. Poziom wody w zbiorniku, zarówno w okresach jego napełniania jak i opróżniania, zmienia się jednostajnie o około 1–3 cm na dobę.

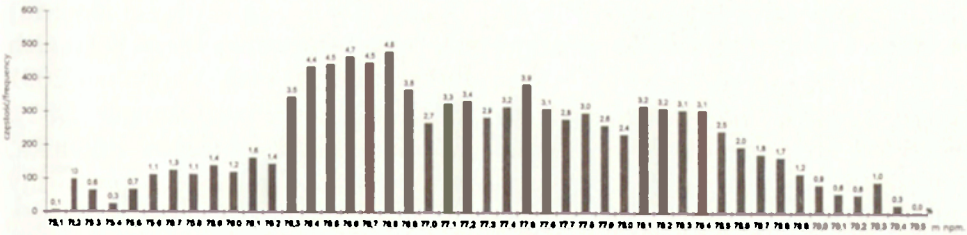
Analizując stany wody zbiornika w całym okresie jego eksploatacji (lata 1975–2001) można stwierdzić, iż na ogół nie przekraczają one stanów ekstremalnych. O ile w pierwszych latach jego eksploatacji (1975–1980) zdarzały się okresy obniżania zwierciadła wody poniżej dopuszczalnego minimum, o tyle w późniejszym okresie sytuacje takie nie miały miejsca. Stany maksymalne na zbiorniku zostały przekroczone tylko w lipcu 1980 r. Roczne amplitudy stanów wody wynoszą średnio 2,4 m i wahają się między 0,65 m (1993 r.) a 3,59 m (1980 r.). Grupując dobowe stany wody, które wystąpiły na zbiorniku w całym okresie jego funkcjonowania w przedziały 10-centymetrowe zauważa się wyraźnie większą czę-



Ryc. 3. Średnie miesięczne stany wody na zbiorniku pakoskim w latach 1998–2001. Kropkami zaznaczono stany wody, przy których wykonywano serie pomiarowe platformy przybrzeżnej.

Average months' water levels in the Pakość Reservoir. Dots – measurements of coastal platform.

http://rcin.org.pl



Ryc. 4. Histogram dobowych stanów wody na zbiorniku pakoskim w latach 1975–2001. Liczby nad słupkami oznaczają wartości stanów wody w poszczególnych przedziałach (%)

Histogram of daily water levels of the Pakość Reservoir, 1975–2001

stość stanów średnich w zakresie 76,4–76,9 m npm., które stanowią blisko 24% wszystkich stanów wody (ryc. 4). Dla przekształcanej strefy brzegowej zbiornika są to zatem stany najbardziej morfotwórcze. Potencjalnie przy maksymalnych dopuszczalnych amplitudach stanów wody okresowo powierzchnia zbiornika może zmniejszyć się o 4,7 km^2, tj. o 36%. Oznacza to, iż 1/3 czaszy zbiornika może być okresowo zalewana i osuszana.

Strefa brzegowa zbiornika

Strefa brzegowa zbiornika rozciąga się od krawędzi klifu bądź wyznaczającej maksymalny zasięg fal formy akumulacyjnej do podnóża stoku (skłonu) platformy przybrzeżnej (ryc. 5).

W efekcie piętrzenia Jezior Pakoskich pod wodą znalazły się podatne na bardzo szybkie zarastanie torfy, występujące na odcinku pomiędzy jeziorami Pakoskim a Bronisławskim, w południowej części utworzonego zbiornika oraz punktowo wzdłuż całego jego obrzeża. Zalane zostały również łąki i występujące lokalnie powyżej rzędnej 75,5 m npm. grunty orne. Szerokość zalanego pasa wynosiła od kilku metrów przy brzegach stromych do ponad 100 metrów przy brzegach łagodnych, o nachyleniu 6°–7°. Czasza zbiornika tylko częściowo została przygotowana pod zalew. Po wyciętych rosnących w jego bezpośrednim sąsiedztwie drzewach pozostały pnie, które obecnie utrudniają dostęp do otwartej przestrzeni wodnej. Stanowią one bardzo dobre repery pozwalające na określenie stopnia oraz tempa zachodzących przekształceń strefy brzegowej (ryc. 5, fot. 2). W trakcie tworzenia zbiornika w jego bezpośrednim otoczeniu posadzono około 90 tysięcy drzew, głównie wierzb, olszyn i lip. Obecnie mają one 5–6 m wysokości i od strony zbiornika towarzyszą im wysokie na 1,5–2,0 m krzewy–„samosiejki". Pas ten przy wyższych stanach wody jest zalewany do wysokości 1 metra. Doskonale pełni on funkcje ochronne brzegów zarówno poprzez system korzeniowy, jak i w wyniku wygaszania energii falowania na zanurzonych drzewach i krzewach.

W efekcie przeprowadzonych prac piętrzących i wynikających z nich zmian

http://rcin.org.pl

parametrów fal (wskutek wzrostu długości, szerokości i głębokości akwenu) kształtowana przez tysiące lat, w pełni dojrzała strefa brzegowa Jezior Pakoskich została nie tylko odmłodzona, ale wręcz całkowicie zatopiona (Grobelska, 2001 a i b), a jej cykl rozwoju rozpoczął się od nowa (Finarov, 1986; Okulanis, 1981). Świadczy o tym nie tylko występowanie określonych typów brzegów zbiornika, ale również – a może przede wszystkim – morfodynamika jego platformy przybrzeżnej.

Metodyka prowadzonych badań

Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego jest przedmiotem badań autorki od 1998 r. W celu określenia jej charakteru oraz stopnia przekształcenia w efekcie piętrzenia wykonano szereg prac terenowych, m.in.: kartowanie strefy brzegowej, rozpoznanie miąższości i charakteru osadów w obrębie nadwodnej części strefy brzegowej na podstawie wierceń świdrem ręcznym oraz jednorazowy geodezyjny pomiar platformy przybrzeżnej w 37 przekrojach poprzecznych, uzupełniony sondowaniami części podwodnej (Grobelska, 2000, 2001a). Ponadto, w latach 1999–2001 w celu określenia dynamiki platformy przybrzeżnej i stopnia jej wykształcenia, wykonano pięć serii pomiarowych platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego w siedmiu wybranych przekrojach poprzecznych. Aby porównać wpływ warunków lokalnych panujących na różnych odcinkach brzegu, monitorowane przekroje wyznaczono wzdłuż abrazyjnych odcinków brzegu, którym towarzyszą czynne klify o zróżnicowanej wysokości od 0,5 do 5 m (ryc. 1). Kształtują się one w zwięzłych glinach pylastych, często przewarstwionych piaskami drobnoziarnistymi (przekroje 1–6), bądź w piaskach gruboziarnistych z wkładkami gliny piaszczystej (przekrój 7). Przekroje 1–3 i 7 zlokalizowano na prostoliniowych fragmentach brzegu, przy czym 1 i 2 wzdłuż brzegów przyglębiowych, a 3 na brzegu przyplyciznowym. Przekroje 4–6 umiejscowiono natomiast na wyraźnie wypukłych fragmentach linii brzegowej, którym towarzyszą klify o zróżnicowanej wysokości. Ponadto, przekroje 5 i 6 ulokowano u wlotu do mającej 1,1 km długości i 0,35 km szerokości Zatoki Kołudzkiej. Pomiary wykonywane były w okresie obniżania poziomu wody w zbiorniku (3 serie), jak również przy wysokim (1 seria) i niskim (1 seria) stanie wody (ryc. 3). Pomiary geodezyjne wykonywano z dokładnością 0,1 cm. Sondowania podwodnej części platformy wykonywano przy użyciu sondy w kształcie walca o średnicy 5 cm zawieszonej na cechowanej taśmie, z dokładnością 0,2 cm. Wykonywano je z łódki przy bezwietrznej pogodzie, wzdłuż zakotwiczonej i naprężonej, nacechowanej liny, w odstępach 1,0–0,5-metrowych w zależności od morfologii platformy. W czasie wykonywania pomiarów z powierzchni platformy, z częstością 0,5–5,0 m pobierano próbki osadów czerpakiem Ekmana-Bridge'a. Łącznie pobrano 294 próbki osadów, które następnie poddano analizie sitowej.

http://rcin.org.pl

Typy brzegów

Ogólna długość brzegów zbiornika pakoskiego, wyliczona z map topograficznych w skali 1:10 000, wynosi 50,6 km, z czego blisko 3,5 km stanowią brzegi pierwszej, najbardziej na południe położonej części zbiornika zwanej Jeziorem Kunowskim. Obecnie, ze względu na istniejącą zastawkę, utrzymywany jest w nim stały poziom wody i przy dalszych analizach strefa brzegowa tej części akwenu została pominięta. 13,4% wszystkich brzegów zbiornika pakoskiego stanowią brzegi umocnione narzutem kamiennym (tab. 2). Umocnione zostały głównie sztuczne fragmenty brzegu: nasypy drogowe i kolejowe, groble okalające utworzone stawy rybne, zapory czołowa i boczna oraz niewielkie odcinki znacznie nachylonych zboczy. Obecnie 81% długości brzegów nie umocnionych jest aktywnych, tzn. akumulacyjnych bądź abrazyjnych (tab. 2). Przejawem ich aktywizacji są czynne klify, liczne nisze abrazyjne oraz różnorodne, najczęściej sezonowe formy akumulacyjne typu wałów, kos i cypli. Rozpatrując oddzielnie brzeg prawy i lewy można stwierdzić, że zdecydowanie bardziej przekształcany jest obecnie ten pierwszy. 88% (73% w przypadku brzegu lewego) jego nie umocnionych brzegów jest obecnie aktywnych, co jest z pewnością efektem znacznego nachylenia zboczy i dominującego w tym rejonie wiatru z sektora zachodniego. Klify powstałe na zbiorniku pakoskim osiągają wysokość od kilku centymetrów do blisko 5 metrów. Zdecydowana ich większość, ponad 60%, osiąga wysokość od 0 do 0,5 m, a zaledwie 3,3% (0,2% ogólnej długości brzegów) przekracza 1,5 m. Formy akumulacyjne obserwowane na zbiorniku pakoskim są dwojakiego

Tabela 2. Typologia brzegów zbiornika pakoskiego

Typ brzegu	Długość	
	km	% *
Abrazyjny o wysokości klifu:		
0–0,5 m	15,32	32,5
0,5–1,0 m	6,11	13,0
1,0–1,5 m	2,46	5,2
> 1,5 m	0,83	1,8
razem	24,72	52,5 (60,6)
Akumulacyjny	8,31	17,6 (20, 4)
Neutralny	7,74	16,4 (19,0)
Umocniony	6,33	13,5
Biogeniczny	3,45	

* Procentowe udziały podano w stosunku do długości linii brzegowej zbiornika pakoskiego z pominięciem jego południowego fragmentu, zwanego również Jeziorem Kunowskim, oddzielonego obecnie od zbiornika zastawką, którego brzegi w całości uznano za biogeniczne. W nawiasach podano udziały poszczególnych typów w stosunku do brzegów nie umocnionych.

http://rcin.org.pl

rodzaju. Pierwsze, zdecydowanie większe, obserwowane w całym okresie prowadzonych badań, występują wzdłuż akumulacyjnych odcinków brzegu. Przy wysokich stanach wody są zupełnie zalewane, jednak w kolejnych cyklach pracy zbiornika występują w tych samych miejscach. Na podstawie analizy archiwalnych materiałów kartograficznych i wykonanych wierceń geologicznych można stwierdzić, iż w zdecydowanej większości nadbudowują one wyniesienia czaszy zbiornika. Mają głównie formę kos o długości od 15 do 75 metrów i szerokości od kilku do blisko 20 metrów. Miąższość budujących je osadów waha się od kilku centymetrów do ponad 1 m i generalnie zmniejsza się od nasady w kierunku końca formy. Drugi typ form akumulacyjnych – to formy sezonowe, towarzyszące najczęściej abrazyjnym odcinkom brzegu, powstające przy różnych stanach wody. Na linii maksymalnego zasięgu wody w zbiorniku, wzdłuż brzegów połogich, najczęściej z niewielkim, 0,5-metrowej wysokości klifem, kształtowanym przy średnich stanach wody, powstają wały akumulacji mineralnej i biogenicznej. Osiągają one kilka centymetrów wysokości i do 0,5 m szerokości. Przy stanach średnich i niskich w efekcie „przerabiania" materiału deponowanego w akumulacyjnej części platformy przybrzeżnej powstają różnego rodzaju kosy, wały brzegowe, cyple wymuszone i swobodne oraz mierzeje. Osiągają one niewielkie rozmiary: 5–35 m długości i 1–15 m szerokości w przypadku kos oraz 1–1,5 m długości i 1,5–2 m szerokości w przypadku cypli. Często są to formy wieloetapowe, których rozwój związany jest z obniżaniem poziomu lustra wody przy jednoczesnej obfitości materiału aluwialnego, a tym samym możliwości ciągłego przyrastania form. Miąższość budujących je osadów wyraźnie wzrasta w kierunku końca formy i najczęściej wynosi 0,4–0,7 m, choć może przekraczać 1,2 m. Formy te powstają głównie na niewielkich wygięciach linii brzegowej w kierunku akwenu bądź w zakolach zbiornika i towarzyszą aktywnym klifom o wysokości 1–1,5 m. Brak ich natomiast wzdłuż klifów wyższych, towarzyszących brzegom przyglębiowym. Kierunek ich przyrastania jest ściśle uzależniony od ich lokalizacji – na dłuższych prostoliniowych odcinkach linii brzegowej przyrastają w kierunku północnym bądź z dwóch kierunków, natomiast w pozostałych miejscach, ze względu na lokalną cyrkulację wody – w kierunku południowym. Oprócz brzegów abrazyjnych i akumulacyjnych na zbiorniku pakoskim wyróżniono brzegi neutralne, wzdłuż których brak śladów przekształcania, stanowiące 1/5 brzegów nie umocnionych. Ten typ brzegu najczęściej dominuje na nowych zbiornikach nizinnych, stanowiąc do 50% długości linii brzegowej. Niewielkie spadki, 2–3°, a także często bardzo dobre pokrycie darnią sprawia, iż procesowi abrazji ulegają one znacznie później (Finarov, 1986). Na zbiorniku pakoskim występują one głównie w południowej, znacznie płytszej, a tym samym mniej aktywnej części zbiornika, obejmującej niewielkie Jezioro Bronislawskie oraz dawną, zatorfioną równinę zalewową Noteci.

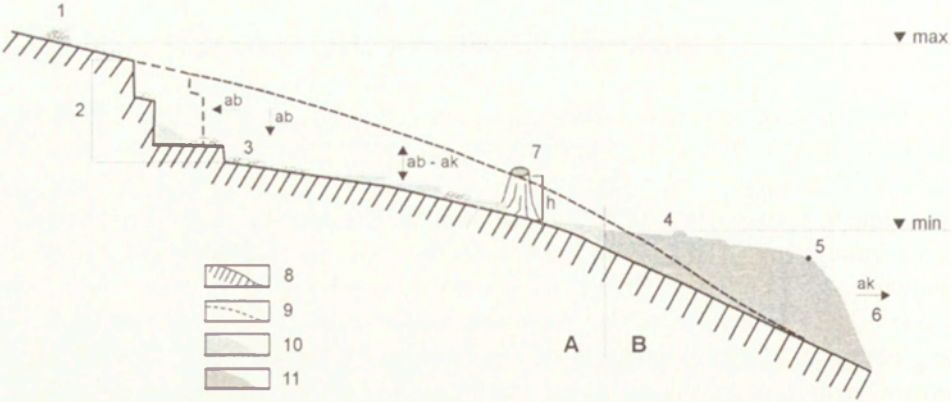
http://rcin.org.pl

Charakterystyka platformy przybrzeżnej

Platforma przybrzeżna nazywana również płycizną przybrzeżną – to płytka, lekko nachylona w kierunku zbiornika strefa towarzysząca linii brzegowej akwenów wód stojących. Powstaje ona w efekcie falowania wiatrowego – abrazji, segregacji, transportu i akumulacji osadu. Górną granicę platformy wyznacza maksymalny zasięg fal, tj. podnóże klifu bądź forma akumulacyjna, zaś dolną największa głębokość rozmywającego oddziaływania fal, tj. krawędź platformy, oddzielona od otwartego akwenu skłonem. Krawędź ta kształtuje się w strefie o głębokości 1,28 raza większej od wysokości fali (Banach, 1988, 1994). Podstawowe parametry charakteryzujące platformę, to jej szerokość, czyli odległość od podnóża klifu do krawędzi skłonu oraz kąt nachylenia wyznaczany z różnic położenia górnej i dolnej granicy platformy. Rzadziej, ze względu na trudności z określeniem dolnej granicy skłonu, wyznacza się kąt jego nachylenia (ryc. 5).

Platformy rozwijają się najczęściej w typie abrazyjno-akumulacyjnym, zdecydowanie rzadziej abrazyjnym bądź akumulacyjnym. Często dana platforma w swoim rozwoju ewoluuje poprzez różne typy np. od abrazyjnego przez abrazyjno-akumulacyjny do osiągnięcia stanu dynamicznej równowagi (Finarov, 1986). Jest to głównie zależne od pierwotnego stopnia nachylenia brzegu macierzystego bezpośrednio warunkującego głębokości występujące wzdłuż brzegu, rodzaju osadów budujących brzeg, charakteru prowadzonej na zbiorniku gospodarki wodnej jak i warunków anemobarycznych w otoczeniu zbiornika. W przypadku platform abrazyjnych w efekcie falowania wiatrowego u podstawy klifu zachodzi rozmywanie skał brzegu macierzystego przez potok przyboju, a następnie transportowanie ich w kierunku zbiornika przez powrotny prąd denny. Przemieszczany osad wędruje po abrazyjnej części platformy i deponowany jest na części akumulacyjnej oraz na kończącym platformę skłonie (ryc. 5). Występowanie skłonu podwodnego jest w zasadzie przedłużeniem strefy akumulacji bezfalowej (Finarov, 1986). W czasie transportu materiał jest segregowany, a jego średnica generalnie maleje w kierunku zbiornika. Najdrobniejsze cząstki, transportowane w formie zawiesiny, wynoszone są poza platformę, na otwarty akwen. Miąższość serii akumulacyjnej wzrasta w kierunku krawędzi platformy (skłonu). Najintensywniej w pierwszych latach eksploatacji zbiornika przekształcanie zachodzi wzdłuż brzegów przyglębiowych, zbudowanych z mało zwięzłych skał osadowych, o znacznym nachyleniu stoku macierzystego. Znacznie później proces abrazji obejmuje brzegi neutralne, które najczęściej dominują na nowych zbiornikach nizinnych (do 50% długości linii brzegowej). Mają one niewielkie spadki – od 2° do 3° i często bardzo dobrze pokryte są darnią. Na niektórych zbiornikach brzegi neutralne zachowują się przez 10–12 lat po utworzeniu zbiornika. D.P Finarov (1986) podaje, iż brzegi o nachyleniu 1–2° na zbiorniku rybińskim zachowały swoją stałość przez 30 lat, po czym zaczęły podlegać rozmywaniu.

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Schematyczny profil poprzeczny strefy brzegowej dominujący obecnie na zbiorniku pakoskim A – okresowo osuszana i B – trwale subakwalna część platformy przybrzeżnej, 1 – wal akumulacji mineralno-biogenicznej, 2 – klif z wykształconymi „stopniami", 3 – residuum, 4 – zanurzony wal wzdłużbrzegowy, 5 – krawędź platformy przybrzeżnej, 6 – skłon platformy przybrzeżnej, 7 – pnie drzew, 8 – materiał *in situ*, 9 – pierwotny zarys stoku, 10 – aluwia – inicjalna, nieciągła plaża z wyraźnymi stopniami, 11 – aluwia na podwodnej części platformy; h – miąższość warstwy abrazji, ab – abrazja, ak – akumulacja; strzałki określają kierunek dominującego procesu

Schematic cross section of coastal zone now dominating of Pakość Reservoir A – periodically drying out, „intertidal" („foreshore") and B – still underwater („nearshore") part of shore platform, 1 – mineral-biogenic bar, 2 – cliff with "steps", 3 – residuum, 4 – swash bar, 5 – edge of coastal platform, 6 – slope of coastal platform, 7 – trunks of trees, 8 – *in situ* sediment, 9 – original contour of slope, 10 – alluvia, initial discontinuous beach with steps, 11 – alluvia on underwater part of coastal platform; h – thickness of abrasive layer, ab – abrasion, ak – accumulation; arrows designate direction of dominating process

Z upływem czasu, przy stałym reżimie wodnym zbiornika, w wyniku cofania się nadwodnej części stoku szerokość platform wzrasta, przy czym platformy wąskie w pierwszych latach eksploatacji zbiornika narastają szybciej. Platformy wzdłuż brzegów przyglębiowych, wysokich, są zdecydowanie węższe niż przy brzegach przyplyciznowych, niskich. Na przykład na zbiorniku włocławskim po 22 latach jego eksploatacji szerokość platformy wahała się od 10 do 110 m, a uśrednione dla poszczególnych odcinków nachylenia od 4,0° do 0,3°. Na brzegach przyglębiowych platforma była 2 razy węższa i 2–3 razy bardziej nachylona od platformy wzdłuż brzegów niskich (Banach, 1994).

Brzegi rozwijają się również w typie akumulacyjnym. Dzięki prądom wzdłużbrzegowym na ich powierzchni jest transportowany i deponowany materiał z odcinków abrazyjnych. Powierzchnię tego typu platform urozmaicają różne formy akumulacyjne – od wałów i sierpów plażowych po cyple i kosy.

Ważnym wskaźnikiem stopnia dojrzałości strefy brzegowej zbiornika jest występująca w tym pasie roślinność. Kształtujące się platformy przybrzeżne sztucznych zbiorników wodnych ze względu na duże wahania stanów wody oraz

http://rcin.org.pl

Fot. 1 a i b. Wysoki, przygłębiowy brzeg abrazyjny w Kołudzie Małej przy średnim poziomie wody w okresie opróżniania zbiornika

High abrasive cliff in Kołuda Mała at average water level in perion of emptying of reservoir

http://rcin.org.pl

Fot. 2. Abrazyjna i abrazyjno-akumulacyjna część platformy przybrzeżnej przy niskim stanie wody u wlotu do Zatoki Koludzkiej. W osuszonej części platformy widoczne wyraźne stopnie powstające w materiale in situ (glina pylasta zwięzła) oraz piaszczystych utworach deponowanych w akumulacyjnej jej części.

Abrasive and accumulate-abrasive part of coastal platform at low water level in Koluda Bay

Fot. 3. Brzeg abrazyjny niski w Koludzie Małej
Abrasive low shore in Koluda Mala

http://rcin.org.pl

przemieszczanie osadów zupełnie pozbawione są litoralu, który z czasem pojawia się w formie bardzo ubogiej i szczątkowej, reprezentowanej głównie przez trzcinę wodną (Kajak, 1998). Osiągnięcie przez brzeg stanu dynamicznej równowagi oznacza jego okresową stabilizację. Wówczas ustaje cofanie się krawędzi klifów i przyrastanie form akumulacyjnych. Na powierzchni platformy pojawia się roślinność, a akwen wkracza w etap zrównoważonego rozwoju, podobnego do rozwoju ekosystemów naturalnych.

Powyżej opisany schemat rozwoju jest generalnie zachowany przy względnie stałym reżimie wodnym zbiornika. Wraz ze wzrostem wahań stanów wody wzrasta intensywność abrazji brzegów i szerokość platform (Banach, 1994). Przy znacznych wahaniach stanów wody, z jakimi mamy do czynienia na zbiorniku pakoskim, schemat ten ulega znacznej modyfikacji. Po 25 latach jego eksploatacji platforma przybrzeżna znajduje się jeszcze we wstępnej fazie rozwoju. Świadczą o tym jej parametry, dominujący abrazyjno-akumulacyjny charakter rozwoju, jej dynamika i charakter osadów powierzchniowych.

Platforma przybrzeżna jest stosunkowo wąska i stroma. Ma zaledwie od 21 do 55 m szerokości i nachylenie od 2°30' do 8°30'. Najwęższa i najbardziej stroma występuje wzdłuż abrazyjnych odcinków prawego brzegu w Ostrowie, Janikowie i Kołudzie Malej (fot. 1) oraz lewego w Strzelcach i Głogówcu. Są one zlokalizowane wzdłuż najgłębszych części zbiornika, na półwyspach wyraźnie wysuniętych w kierunku akwenu. Występują tu utwory gliniasto-piaszczyste, przewarstwione piaskami. Platforma ma tutaj od 21 do 36 m szerokości i nachylenie między 6° a 8°10'. Wysokość czynnych klifów waha się od 0,8 do blisko 5 m. Są one pozbawione roślinności, co świadczy o ich ciągłym rozmywaniu. W okresie wiosennym, przy „opadającym" lustrze wody, na tych odcinkach można obserwować pojedyncze obrywy tworzące niewielkie, około 4–5-metrowej szerokości nisze.

Szersza i nieco łagodniejsza platforma towarzyszy brzegom abrazyjnym niskim, łagodnie opadającym w kierunku zbiornika (nachylenie stoku macierzystego poniżej 10°). Platforma osiąga tu od blisko 40 do 55 m szerokości i nachylenie od 3° do 7° (najczęściej około 5°). Wysokość utworzonego, czynnego klifu nie przekracza 0,7 m.

W odróżnieniu od akwenów cechujących się niewielkimi wahaniami stanów wody, w morfologii zarówno nadwodnej jak i podwodnej części platform zbiornika pakoskiego zaznaczają się wyraźne stopnie. Powstają one w efekcie przemieszczania się strefy abrazji i akumulacji na platformie wraz z opadającym lustrem wody. W górnej części platformy stopnie te powstają w materiale in situ, natomiast w dalszej części tworzą się w osadach redeponowanych (ryc. 5). Tego typu poziomy „znaczą" dłużej utrzymujące się stany wody bądź, jak ma to miejsce w omawianym przypadku, wzrost intensywności falowania (Finarov, 1986; Spanila i Simeonova, 1993). Pięciokrotne powtórzenie pomiarów platformy przybrzeżnej w wyznaczonych profilach poprzecznych (lata 1999–2001) pozwala stwierdzić, iż stopnie występujące w górnej części platformy tworzące się w mate-

http://rcin.org.pl

riale *in situ* są zasadniczo stałym elementem jej morfologii i podlegają tylko niewielkim przekształceniom związanym z cofaniem się klifu. Natomiast w dolnej, wewnętrznej części platformy poziomy te ze względu na powstawanie w redeponowanym materiale aluwialnym mają wyraźnie sezonowy charakter, będący wypadkową zarówno stanów wody, jak i sytuacji hydrodynamicznej zbiornika w danym i poprzedzającym cyklu pomiarowym. Generalnie wysokość zarówno pierwszych jak i drugich waha się od kilku centymetrów do 0,5 m, a liczba od 1 do 5 (Grobelska, 1999, 2000).

Pozostałe pomiary platformy zostały wykonane wzdłuż akumulacyjnych i akumulacyjno-neutralnych odcinkach brzegu. Platforma ma tu od 27 do 54 m szerokości i nachylenie między 3°50' a 5°30'. Tylko w południowej, najpłytszej części zbiornika jej nachylenie oscyluje między 2°30' a 3°. Górą granicę najczęściej wyznacza mineralny bądź mineralno-organiczny wał akumulacyjny o wysokość nie przekraczającej kilku centymetrów. Podobne formy urozmaicają również osuszaną część powierzchni platformy – w sposób nieprzerwany ciągną się one dziesiątkami metrów. Na granicy z wodą wzdłuż tych odcinków brzegu, głównie przy niskich stanach wody, tworzą się typowe formy akumulacyjne, tj. cyple zarówno wymuszone jak i swobodne 1,5–2,0 m szerokości i 1,0–1,5 m długości oraz kosy i wały brzegowe o długości przekraczającej kilkanaście metrów. Niewielkie rozmiary tych form wynikają zapewne z ograniczonego, bardzo krótkiego okresu ich tworzenia (ryc. 1).

Osady na platformie przybrzeżnej i ich dynamika

W latach 1999–2001, o czym wspomniano już wcześniej, w wyznaczonych siedmiu przekrojach poprzecznych (ryc. 1) wykonano pięć serii pomiarowych platformy przybrzeżnej połączonych z rozpoznaniem miąższości i charakteru osadów w nadwodnej jej części oraz poborem prób osadów powierzchniowych z całej jej szerokości. Na ich podstawie można stwierdzić, iż morfologia i osady powierzchniowe platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego na obecnym etapie jej rozwoju ulegają dynamicznym przekształceniom sezonowym. Przekształcenia te mają ścisły związek z warunkami lokalnymi, tj. rodzajem osadu, w którym kształtowany jest dany fragment strefy brzegowej, pierwotnym nachyleniem stoku i morfologią brzegu. Ponadto, nie bez znaczenia jest również charakter rozwinięcia linii brzegowej, m.in. obecność dużych półwyspów czy dużej Zatoki Koludzkiej.

Przy analizie zmienności morfologii i osadów platformy wyraźnie widać różnicę pomiędzy poszczególnymi jej częściami: abrazyjną, przejściową abrazyjno-akumulacyjną i akumulacyjną (ryc. 5), oraz ich zależność od stanów wody. Generalnie na powierzchni platformy przybrzeżnej dominują osady piaszczyste o średnicy od 0,2 do 0,4 mm stanowiące ponad 90% osadu i cechujące się średnim bądź słabym wysortowaniem (odchylenie standardowe od 0,5 do 2,0 phi).

http://rcin.org.pl

Różnice zaznaczają się dopiero przy analizie udziału materiału grubszego, tj. żwiru (powyżej 2 mm średnicy), którego udział waha się od kilku do ponad 90% oraz mulków ilastych i iłów (średnica poniżej 0,05 mm), których udział nie przekracza 20%. Przy maksymalnym analizowanym stanie wody w maju 2001 r. (78,6 m npm.) bardzo wyraźnie zaznaczyło się kilka stref osadów. Od granicy zasięgu lustra wody do 1,0–1,2 m głębokości (rzadziej 1,4 m) występuje strefa o zaledwie 2–4% udziale żwirów. Poniżej, do głębokości 1,4–1,6 (2,0) m, w pasie 4–6 m szerokości i 30 cm różnicy głębokości, ich udział bardzo wyraźnie wzrasta od 30 (przekroje wzdłuż brzegów zbudowanych z utworów piaszczystych) do ponad 80%, przy czym należy zwrócić uwagę, iż dominuje tu osad grubszy, o średnicy powyżej 5 mm. Jest to bardzo wyraźny, abrazyjny fragment platformy. Poniżej, w bardzo wąskim pasie do głębokości 2,2–2,5 m następuje ponowny spadek udziału żwirów do 1–2%, a na głębokości 2,5–2,7 m znów wzrost, choć już nie tak duży jak wcześniej – do 4–11%. W dalszej części platformy udział żwirów w osadach radykalnie się obniża do niespełna 1,0–0,5% i jest połączony z wyraźnym wzrostem utworów mułkowych do 15–16 %. Zatem ostatnia strefa nagromadzenia żwirów poprzedza krawędź skłonu platformy. Na powyższą zależność zwrócił już uwagę M. Banach (1988, 1994) przy badaniach osadów zbiornika włocławskiego, cechującego się małymi wahaniami stanów wody.

W okresie obniżania poziomu wody w zbiorniku (trzy serie pomiarowe) w analizowanych przekrojach opisany powyżej schemat rozkładu osadów ulega modyfikacji. W strefie do głębokości 0,3 m, ze względu na jej przesunięcie w obręb uprzednio akumulacyjnej części platformy, osady żwirowe stanowią około 30%. Zarówno strefa maksymalnego nagromadzenia żwirów, jak i poprzedzająca krawędź skłonu platformy cechuje się ich mniejszą dominacją – od 30% w pierwszym przypadku do zaledwie 10% w drugim. Ponadto, ta ostatnia ulega wyraźnemu zwężeniu. Na uwagę zasługuje fakt, iż krawędź skłonu platformy zasadniczo nie ulega przesunięciu i kształtuje się, w zależności od przekroju, na rzędnej 77,2–76,1 m npm.

Przy niskim stanie wody odsłania się zarówno abrazyjna jak i abrazyjno-akumulacyjna część platformy przybrzeżnej. Przekształcaniu podlega wówczas tylko najbardziej zewnętrzna, akumulacyjna część platformy. W analizowanych osadach z tego okresu brak jakiejkolwiek strefowości poza zaznaczającym się na linii wody niewielkim wzbogaceniem we frakcję żwirową.

We wszystkich analizowanych przekrojach osad wyraźnie wzbogacony we frakcję grubszą niż 2 mm jest gorzej (słabo lub bardzo słabo) wysortowany niż osad drobniejszy.

Spośród analizowanych przekrojów najmniej wyrazistym wykształceniem stref osadów cechuje się przekrój w Koludzie Malej (nr 5, ryc. 1, fot. 1), zlokalizowany wzdłuż brzegu przygłębiowego z 5-metrowej wysokości klifem, który w 25-letnim okresie eksploatacji zbiornika cofnął się o 12 m (średnio blisko 0,5 m na rok), a najlepszym – przekrój nr 3 zlokalizowany wzdłuż niskiego brzegu (klif poniżej 0,5 m) przyplyciznowego w Janikowie. Ponadto, u podstawy

http://rcin.org.pl

skłonu platformy przybrzeżnej, na poziomie 74,0–73,9 m npm. w profilach zlokalizowanych u wlotu do Zatoki Koludzkiej zaznacza się wyraźny, 18–40-procentowy udział żwirów. Osad ten jest bardzo słabo bądź wcale nie wysortowany (odchylenie standardowe powyżej 3,5 phi), co ma zapewne bezpośredni związek z oddziaływaniem wzdłużbrzegowego prądu osadów.

Przemieszczanie osadów po platformie powoduje zmianę jej topografii. Najmniejszym, bo zaledwie 2–3-centymetrowym zmianom (wartość w granicach błędu pomiaru) ulega środkowa część platformy, o wyraźnie abrazyjnym charakterze, lecz znacznym nagromadzeniu materiału grubszego. Poniżej oraz w odcinkach brzegu o znacznej intensywności procesu abrazji powyżej tej strefy, topografia platformy zmienia się w granicach 10–15 cm w ciągu jednego cyklu pomiarowego. Wynika to nie tylko z wykonanych pomiarów, ale również z sekwencji osadów na odsłoniętych fragmentach platformy, gdzie poniżej 10-, rzadziej 20-centymetrowej serii piasków gruboziarnistych występuje bardzo wyraźny rezydualny poziom żwirów i kamieni o średnicy do 10–15 cm. W górnej części platformy poziom ten leży bezpośrednio na materiale *in situ*, natomiast w niższych, gdzie jest słabiej wykształcony, oddziela podścielającą go serię piaszczystą. Największym przekształceniom podlega jednak sam skłon platformy, którego długość oscyluje w granicach 0,3–0,4 metra.

Zachowane na powierzchni platformy pnie po wyciętych w okresie przygotowywania zbiornika drzewach (fot. 3) pozwalają na stwierdzenie, iż w 25-letnim okresie eksploatacji abrazyjna i abrazyjno-akumulacyjna część platformy w odległości około 15–20 metrów od podnóża obecnego klifu obniżyła się o 0,6–0,8 m (ryc. 5).

Podsumowanie

Zbiornik pakoski – to bardzo złożony, choć wcale nie odosobniony przykład akwenu przekształconego antropogenicznie. Wysokie piętrzenie, w którego efekcie jeziora położone w rynnie pakoskiej zwiększyły swoją pojemność o ponad 100% spowodowało przemieszczenie jego strefy brzegowej na znacznie wyższe rzędne npm. Natomiast wysokie, roczne amplitudy zwierciadła wody, 5-krotnie przekraczające jego naturalne wahania, wydłużają proces jej kształtowania w sensie zarówno morfologicznym jak i biologicznym. Strefa brzegowa powstałego zbiornika po 25 latach eksploatacji, mimo towarzyszącego jej zwartego pasa sztucznych nasadzeń nadal znajduje się w fazie kształtowania. Przemawia za tym wysoki udział brzegów abrazyjnych i akumulacyjnych oraz morfologia platformy przybrzeżnej i charakter jej osadów powierzchniowych. Nadal przekształcane są brzegi zarówno wysokie jak i niskie.

http://rcin.org.pl

Piśmiennictwo

Banach M., 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegląd Geograficzny, 60, 3, s. 267–299.

–, 1992, *Morfodynamika form akumulacyjnych strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, [w:] M. Banach, R. Glazik (red.) *Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dokumentacja Geograficzna, 1, s. 9–39.

–, 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 161.

–, 1997, *Rozwój procesów egzogenicznych w projektowanej kaskadzie dolnej Wisły (KDW)*, Przegląd Geograficzny, 69, 1–2, s. 121–139.

Finarov D.P., 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovanije pereformirovanija beregovój zony i dna vodochranilišč*, Nauka, Leningrad.

Grobelska H., 1999, *Aktualny stan dynamiki brzegów zbiornika pakoskiego*, [w:] *Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych na przykładzie zbiornika wodnego Jeziorsko, Konferencja naukowo-techniczna, Uniejów, 20–21 maja 1999*, Wyd. Akademii Rolniczej, Poznań, s. 195–210.

–, 2000, *Platforma przybrzeżna jako wskaźnik dojrzałości sztucznych zbiorników wodnych(na przykładzie zbiornika pakoskiego)*, [w:] *Krajowa konferencja „Zbiorniki zaporowe. Metody badań i ocen jakości wód", Zacisze, 17–19.10.2000*, Wojewódzka Fundacja Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, Bydgoszcz, s. 48–52.

–, 2001a, *Zbiornik Pakoski*, Zapiski Kujawsko-Dobrzyńskie, 16, *Ekologia i ochrona środowiska*, s. 59–72.

–, 2001b, *Rozwój strefy brzegowej podpiętrzonych jezior na przykładzie zbiornikapakoskiego*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 10, s. 83–91.

Hellsten S. K., 1998, *Environmental factors related to water level regulation a – comparative study in northern Finland*, Boreal Environment Research, s. 345–367.

–, 2000, *Environmental factors and aquatic macrophytes in the litoral zone of regulated lakes*, Acta Universitatis Ouluensis, A, 348.

–, 2001, *Effect of lake water level regulation on aquatic macrophyte stands in northern Finland and options to predict these impacts under varying conditions*, Acta Botanica Fennica, 171.

Horsky O., Spanil· T., 1997, *Remodelling of water reservoir banks by exogenous processes*, [w:] *Proceedings International Symposium of Engineering Geology and the Environment, 23–27 June, 1997*, Engineering Geology and the Environment, A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, s. 2711–2716.

Kajak Z., 1998, *Hydrologia – limnologia. Ekosystemy wód śródlądowych*, PWN, Warszawa.

Kaniecki A., 1997, *Wpływ XIX-wiecznych melioracji na zmiany poziomu wód*, [w:] *Wpływ antropopresji na jeziora*, Wyd. Homini, Poznań, s. 67–71.

Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.

Kowalczan P., Farat R., Kępińska-Kasprzak M., Kuźnicka M., Mager P., 1997, *Hierarchia potrzeb obszarowych małej retencji*, Materiały badawcze IMGW, Ser. Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 19, Warszawa.

Lambor J., 1962, *Gospodarka wodna na zbiornikach retencyjnych*, Arkady, Warszawa.

Niewiarowski W., 1976, *Wahania poziomu wód w Jeziorze Pakoskim w świetle badańgeomorfologicznych i archeologicznych*, [w:] *Problemy geografii fizycznej*, red. W. Niewiarowski, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, t. 7, sec. C, 4-6, s. 193–211.

Okulanis E., 1981, *Studium limnologiczne Jezior Radońsko-Ostrzyckich*, GTN, Gdańsk.

Ovčennikov G., 1996, *Wpływ procesów abrazyjnych na rozwój strefy przybrzeżnej zbiorników wodnych angarskiej kaskady elektrowni wodnych*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona*

http://rcin.org.pl

przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych, Katowice-Sosnowiec, 23, s. 38–42.

Piętrzenie jeziora Pakość, stadium I. Plan zagospodarowania przestrzennego otoczenia piętrzonego jeziora Pakość, 1956, oprac. J. Smagorzewski, Archiwum Janikowskich Zakładów Sodowych w Janikowie.

Skarżyńska K., 1963, *Goplo – centrum hydrograficzne Polski przed wiekami*, Przegląd Geofizyczny, 8, 3, s. 189–201.

Spanila T., Simeonova G., 1993, *Bank deformations on some water reservoirs in Bulgaria and Czechoslovakia*, Acta Montana IGt AS CR, Ser. A, 4(90), s. 93–110.

Sirokov V.M. (red.), 1991, *Vodochranilišča Belorussi: prirodnye osobennosti i vzaimodejstvie s okružajuščej sredoj*, Izd. Universitetskoje, Minsk.

Sirokov V.M., Lopuch P.S., Levkevič V.E., 1992, *Formirovanie malych vodochranilišč lesnoj zony*, Gidrometeoizdat, Sankt-Petersburg.

[Wpłynęło: kwiecień 2002 r.; poprawiono: lipiec 2002 r.]

HALINA GROBELSKA

THE SHORE ZONE OF THE PAKOŚĆ RESERVOIR ON THE WESTERN NOTEĆ RIVER – PLATFORM MORPHOLOGY AND DEPOSITS

The Pakość Reservoir was created by a 4.5-metre raising of the levels of two lakes, i.e. the bipartite Northern (2.85 sq km) and Southern (4.65 sq km) Pakoskie Lakes, and the small Bronislawskie Lake (0.41 sq km) located about 2.3 km to the south. As a result, the area of water increased from 8.1 sq km to 10.02 sq km, while capacity rose from 40,600 000 c m to 86,460 000 c m. Before the damming the water level of L. Pakoskie hardly attained 75 m above sea level (Niewiarowski, 1976). Its level changes oscillated between 0.5 m and 0.6 m. Contemporarily the annual amplitudes in water level amount to 2.4 m on average (the accepted level being 3.9 m), and fluctuate between 0.65 m (1993) and 3.59 m (1980). The fully developed shore zone of the Pakoskie Lakes, having being shaped over thousands of years, was flooded by water lifting, and a new development cycle began. The total length of shoreline of the Pakość reservoir amounts to 50.6 km, 13% of which is artificial. As much as 81% of the natural shore is active, i.e. either accumulative or erosive. Evidence of activity includes active cliffs and numerous abrasive niches, as well as various seasonal accumulative forms, such as shore bars, spits and spurs. The thickness of deposits in the above forms ranges from a few centimetres to over 1 m. The hight of the cliffs developed by the Pakość reservoir ranges from a few centimetres to nearly 5 metres. The height of the majority of cliffs, i.e. over 60%, amounts to between 0 to 0.5 m, while on only 3.3% (i.e. 0.2% of total shoreline length) does it exceed 1.5 m.

Unlike water bodies showing limited oscillation of water levels, the Pakość reservoir has a morphology of the coastal platform, that reveals steps both under and above the water level. They are the result of the changing zones of abrasion and accumulation within the platform – the process following the lowering of the water level. In the upper part of the platform the steps have been cut in the material in situ, and form a permanent

http://rcin.org.pl

element of the morphology, being only slightly changed by the receding cliff. In the lower, inner part of the platform, however, the steps have been cut in redeposited alluvial material, and are seasonal. The heights of both types of steps range from a few centimetres to 0.5 m, while their numbers amount to between 1 and 5.

After 25 years of exploitation, the shoreline platform of the Pakość reservoir is in the initial phase of development. This thesis is supported by the platform's parameters, its both abrasive and accumulative character, its dynamics, and the character of the surface deposits. The shoreline platform is relatively narrow and steep. Its width ranges from only 55 m to 21 m, while its slope angle varies from 8°30' to 2°30'. The prevailing deposits on the surface of the coastal platform are sands of grain diameter ranging from 0.2 to 0.4 mm. These comprise over 90% of the sediment; whose sorting is average or poor (standard deviation from 0.5 to 2 phi).

The translocation of deposits around the platform results in its changing topography. The slightest changes of only 2–3 cm (a value not exceeding the measurement error) occur in the central part of the platform, where they have an abrasive character with a significant accumulation of coarse deposits. Below the above part of the platform, as well as along the shore sections of intensive abrasive processes above it, platform topography changes at the rate of about 10–15 centimetres per measurement cycle. The latter finding is supported by the sequence to deposits of fragments of the platform above the water level. There, below a 10-cm, or rarely 20-cm, series of coarse sands is a layer of residual gravels and stones of 10–15 cm in diameter. In the upper part of the platform this deposit lays directly on the material in situ. In the lower parts of the platform, where the residual layer is less developed, it is underlain by a sandy level. However, the most significant reshaping can be observed on the edge of the platform, the extent of which oscillates between 0.3 and 0.4 m.

Translated by *Aleksandra Zaparucha*

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 569–591

Stopień kontynentalizmu borów sosnowych wyrażony zmiennością kompozycji gatunkowej runa wzdłuż transektu równoleżnikowego Chrisdorf (Niemcy wschodnie) – Uzłogi (Białoruś wschodnia)

Determination of a continentality gradient on the basis of vascular plant species composition in pine forests: the case of the Chrisdorf (E Germany) – Uzłogi (E Belarus) transect

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 roślinne 10 stanowisk badawczych należących do dwóch wikaryzujących zespołów borów świeżych: suboceanicznego (*Leucobryo-Pinetum*) i subkontynentalnego (*Peucedano-Pinetum*). Podstawowym celem pracy jest znalezienie związku między położeniem geograficznym stanowisk badawczych a udziałem w runie gatunków roślin o znanych wymaganiach klimatycznych. Analizowano ogólną liczbę gatunków i udział każdego z nich w budowie runa. Zastosowano metodę bioindykacji roślinnej – skalę gatunkową Ellenberga, identyfikującą wymagania klimatyczne gatunków roślin w gradiencie makroklimatycznym, opisane wartościami wskaźnika kontynentalizmu (*K*). Stwierdzono wyraźne kierunkowe zmiany udziału gatunków runa (szczególnie ustępowanie gatunków oceanicznych i suboceanicznych) zgodnie ze wzrastającymi cechami kontynentalizmu klimatu; dotyczy to w większym stopniu liczby gatunków niż ich udziału powierzchniowego. Dwa zespoły borów sosnowych różnią się między sobą pod względem: (1) udziału gatunków oceanicznych i suboceanicznych (wysoki w *Leucobryo-Pinetum*, nieznaczny w *Peucedano-Pinetum*); (2) udziału gatunków neutralnych – o szerokiej amplitudzie w stosunku do stopnia kontynentalizmu (brak ich na stanowiskach *Leucobryo-Pinetum*).

Słowa kluczowe: kontynentalizm, transekt klimatyczny, zdjęcie fitosocjologiczne, bioindykacja roślinna, wskaźnik kontynentalizmu Ellenberga, bory sosnowe.

„Najważniejsze rysy szaty roślinnej Ziemi – jej układ strefowy i piętrowy – ukształtowały się pod wpływem czynników klimatycznych; dopiero w tak narzuconych ramach ogólnych ujawniać się może działalność czynników glebowych i biotycznych, które odgrywają rolę najwyraźniej drugoplanową"

(Kornaś i Medwecka-Kornaś, 1986)

Wstęp

Europa Środkowa znajduje się pod wpływem mas powietrza nasuwających się zarówno znad Oceanu Atlantyckiego jak i z centrum Eurazji. Cechą charakterystyczną klimatu tego obszaru jest sezonowość i przejściowość. Potwierdza to

http://rcin.org.pl

m.in. silny gradient kontynentalizmu i granica między klimatem oceanicznym a kontynentalnym wyznaczona przez izoamplitudy 21 i 23°C. Granica ta przebiega przez Polskę (Romer, 1946). Te przejściowe warunki klimatyczne determinują zróżnicowanie przestrzenne szaty roślinnej, decydują bowiem o zasięgach gatunków i zbiorowisk roślinnych. Dotyczy to szczególnie zespołów leśnych, przede wszystkim o największym stopniu naturalności nie przekształconych przez gospodarkę człowieka.

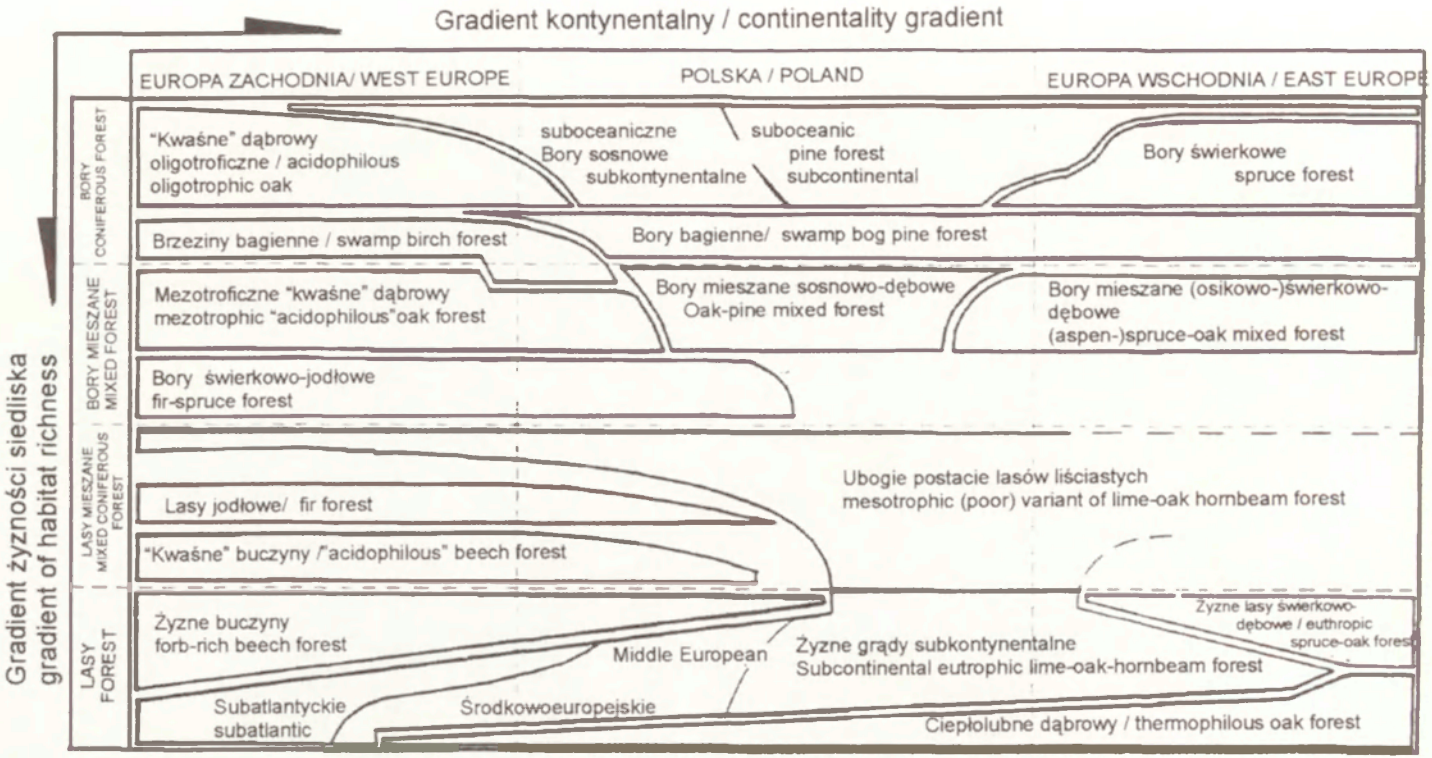
W. Matuszkiewicz (1991), zwracając uwagę na zmienność szaty roślinnej w kierunku równoleżnikowym, z zachodu na wschód, a więc zgodnie z gradientem kontynentalizmu pisze: „ziemie polskie są obszarem wygasania licznych zbiorowisk związanych z klimatem oceanicznym (buczyny, zbiorowiska jodłowe, ubogie lasy dębowe), przy czym na ich miejsce pojawiają się lub wydatnie zyskują na znaczeniu zbiorowiska z przewagą drzew szpilkowych (bory sosnowe i mieszane, niżowe świerczyny i inne) charakterystyczne dla kontynentalnych obszarów eurosyberyjskiego niżu" (ryc. 1). Autor zauważa ponadto, że kontrast roślinności leśnej znacznie silniej dotyczy zbiorowisk siedlisk uboższych niż żyznych.

W tych przejściowych warunkach klimatycznych wykształciły się na niżu, w subkontynentalnym obszarze Europy Środkowej i w Europie Wschodniej ubogie acidofilne, oligo- i mezotroficzne zbiorowiska borowe z przewagą sosny w drzewostanie i runem najczęściej krzewinkowo- lub trawiasto-mszystym. Suboceaniczny bór świeży *Leucobryo-Pinetum* występuje w zachodniej i częściowo południowej Polsce oraz we wschodniej części Niemiec. Subkontynentalny bór świeży *Peucedano-Pinetum* występuje natomiast we wschodniej i północno-wschodniej części Polski oraz dalej w Europie Wschodniej (Matuszkiewicz, 2001). W miarę przesuwania się na wschód bór suboceaniczny zastępowany jest przez bór subkontynentalny (ryc. 2). Podstawowym czynnikiem odpowiedzialnym za ukształtowanie się tych dwu wikaryzujących geograficznie zespołów borowych jest klimat, a ściślej jego odmiany oceaniczna i kontynentalna. Gradient kontynentalizmu bowiem przy względnie stałych czynnikach edaficznych (przeważnie gleby bielicoziemne) w znacznym stopniu wpływa na zmiany składu florystycznego i zasięgów gatunków roślin w trwałych naturalnych zbiorowiskach borów sosnowych, bardziej niż pozostałe czynniki abiotyczne.

To zróżnicowanie zespołów leśnych uwarunkowane klimatycznie zainspirowało pracowników Zakładu Geoekologii IGiPZ PAN do przeprowadzenia kilkuletnich (1994–1998), wielkoprzestrzennych badań geoekologicznych nad funkcjonowaniem ekosystemów borów sosnowych w warunkach rosnącego kontynentalizmu (Breymeyer i Roo-Zielińska, red., 1998).

Równoleżnikowy transekt klimatyczny obejmował pas kontynentu europejskiego na ponad 20° długości geograficznej (od 12°25'E do 32°37'E) – 1800 km – od wschodnich Niemiec (Chrisdorf) do wschodniej Białorusi (Uzłogi) (ryc. 3). Różnica średniej temperatury rocznej sięgała 3,5° (od 8,5° na zachodzie do 5° na wschodzie), amplituda roczna (różnica między najcieplejszym i najzimniejszym

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Siedliskowo-regionalne zróżnicowanie lasów (wg W. Matuszkiewicza, 1991, zmienione)

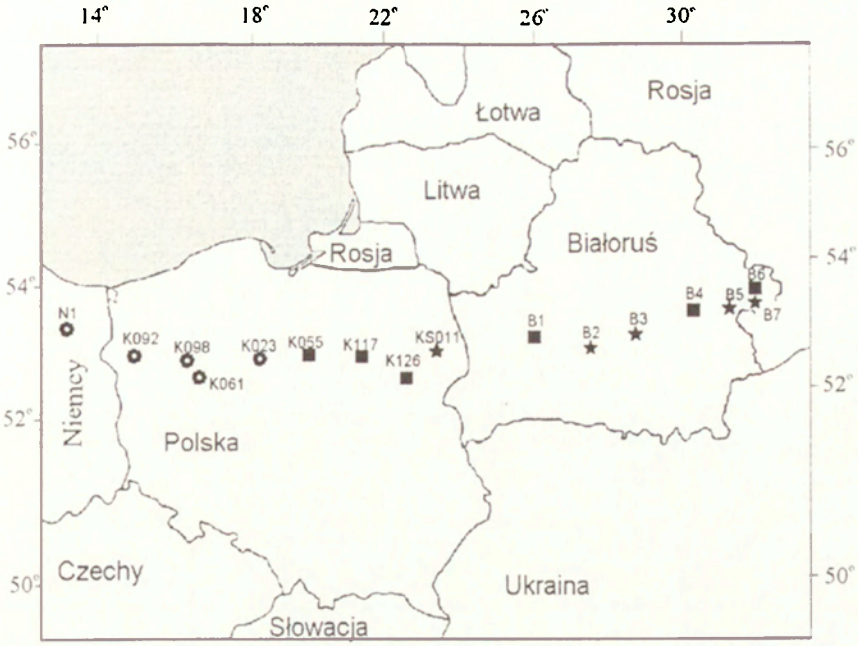
Habitat-regional differentiation of forests (according to W. Matuszkiewicz, 1991, modified)

http://rcin.org.pl

Peucedano-Pinetum

Leucobryo-Pinetum

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Rozmieszczenie stanowisk badawczych reprezentujących bory sosnowe świeże na transekcie Chrisdorf–Uzlogi (wg A. Breymeyer, 1998, zmienione)

Location of study sites representing the two fresh pine forest associations on the Chrisdorf–Uzłogi transect (according to A. Breymeyer, 1998, modified)

miesiącem roku) wynosiła od 6° na zachodzie do 18,2° na wschodzie (Breymeyer, 1998) – rycina 4.

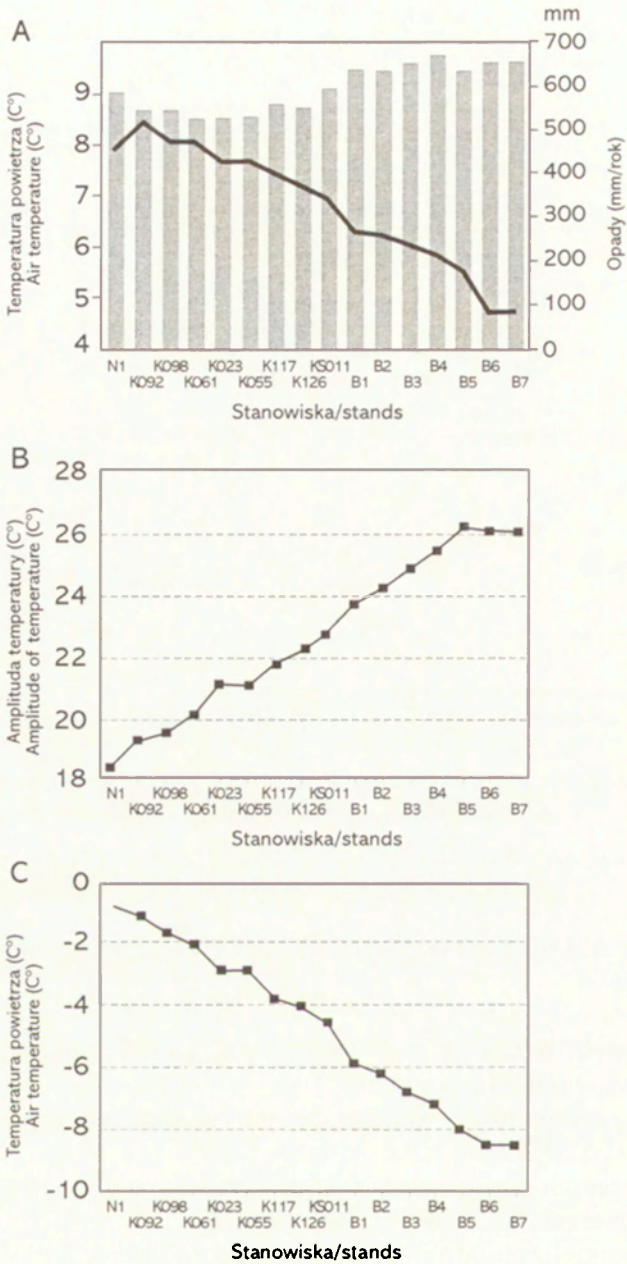
W prezentowanym opracowaniu przedmiotem analizy jest 10 stanowisk typowych sosnowych borów świeżych (wykluczono z analizy bory mieszane) usytuowane na wspomnianym transekcie (ryc. 3), należących do acidofilnych oligo- i mezotroficznych borów ze związku *Dicrano-Pinion* z przewagą sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) w drzewostanie. Różnicują się one na dwa zespoły:

- suboceanicznych borów świeżych (*Leucobryo-Pinetum*) – 5 powierzchni: 1 we wsch. Niemczech, 4 w Polsce (12°43'–19°01' E);
- subkontynentalnych borów świeżych (*Peucedano-Pinetum*) – 5 powierzchni: 1 w Polsce, 4 na Białorusi (23°62'–32°37' E).

Ryc. 2. Zasięgi dwóch zespołów borów sosnowych świeżych na obszarze Polski (wg J.M. Matuszkiewicza, 2001). Zbiorowiska: 1 – rzadkie, 2 – towarzyszące, 3 – subdominujące, 4 – dominujące, 5 – wybitnie dominujące

Range of the two associations of fresh pine forests in Poland (according to J.M. Matuszkiewicz, 2001). Communities: 1 – rare, 2 – associated, 3 – subdominant, 4 – dominant, 5 – strongly dominant

http://rcin.org.pl



Ryc. 4. Charakterystyki klimatyczne wzdłuż transektu (wg J. Smialkowskiego, 1997):
A – temperatury roczne i sumy opadów atmosferycznych; B – amplitudy temperatury powietrza;
C – temperatury stycznia (średnie wieloletnie)

Climatic characteristics along the transect (after J. Śmialkowski, 1997):
A – annual temperatures and precipitation totals; B – air temperature amplitudes;
C – January temperatures (long-term means)

http://rcin.org.pl

Podstawowym zadaniem tych badań było między innymi prześledzenie zróżnicowania udziału liczby i pokrycia gatunków o określonych wymaganiach w stosunku do stopnia kontynentalizmu na omawianym transekcie zachód–wschód. W tym celu zastosowano metodę bioindykacji roślinnej (fitoindykacji)[1].

Zastosowano skalę gatunkową Ellenberga (Lindacher, red., 1995). Wydaje się ona bardziej przydatna niż inne skale (Landolt, 1977; Zarzycki, 1984; Ramenskij i inni, 1956) precyzyjnie bowiem określa wymagania gatunków roślin w gradiencie makroklimatycznym, dające się wyrazić wartościami wskaźnika kontynentalizmu – *K*.

W niniejszym artykule przedstawiono wyniki badań szczegółowych dotyczących ustalenia związku między położeniem geograficznym analizowanych powierzchni (które determinuje zróżnicowanie makroklimatyczne) a udziałem liczby gatunków (w ogólnej liczbie) oraz ich pokrycia projekcyjnego, czyli udziału (w sumarycznym pokryciu) gatunków warstwy runa o określonej liczbie *K* (kontynentalizmu), a także wartości średniej. Pozwoliło to znaleźć odpowiedź na pytanie, która z charakterystyk: obecność lub brak gatunków o określonym wskaźniku *K*, czy też ich udział powierzchniowy (% pokrycia), a może syntetyczna wartość średnia dla stanowiska (uwzględniająca łącznie liczbę gatunków i pokrycie) jest najbardziej związana z położeniem geograficznym, a zatem daje najlepszy obraz zmian runa fitocenoz borów sosnowych zgodnych z gradientem kontynentalizmu. Porównano również suboceaniczne i subkontynentalne bory sosnowe pod względem średniego udziału liczby i pokrycia gatunków w skali kontynentalizmu *K*.

Szczegółowy opis zróżnicowania zbiorowisk leśnych zajmujących dane powierzchnie badawcze oraz charakterystyka geobotaniczna flory, struktury warstwowej i przestrzennej, a także opis gleb i podstawowe ich właściwości zawarte są w opracowaniu zbiorowym pt. *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Srodkowej – badania geoekologiczne* (Breymeyer i Roo-Zielińska, red., 1998).

Charakterystyka powierzchni badawczych

W zbiorowiskach leśnych na wszystkich powierzchniach bezwzględnym dominantem w drzewostanie jest sosna zwyczajna w wieku 60–95 lat, często z domieszką brzozy brodawkowatej (*Betula pendula*), a rzadziej na zachodzie buka

[1] Fitoindykacja – to diagnozowanie warunków środowiska abiotycznego (czynników klimatycznych, glebowych i hydrologicznych) na podstawie występowania określonych gatunków roślin wskaźnikowych o znanych wymaganiach ekologiczno-siedliskowych, na ogół wahających się w ograniczonym zakresie (skale gatunkowe). Na tej podstawie można określić tolerancję zbiorowisk roślinnych w stosunku do czynników siedliskowych znając cechy wskaźnikowe gatunków je tworzących. Zatem za podstawowe jednostki odniesienia w ocenach fitoindykacyjnych uważa się gatunki roślinne oraz zbiorowiska roślinne, lub ich typy fitocenozy.

http://rcin.org.pl

zwyczajnego (*Fagus sylvatica*). Na większości stanowisk suboceanicznego boru sosnowego dominują w warstwie runa krzewinki: borówka brusznica (*Vaccinium vitis-idaea*), borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*), wrzos zwyczajny (*Calluna vulgaris*), a na najbardziej zachodnich powierzchniach przeważa gatunek trawy – śmiałek pogięty (*Avenella flexuosa*).

W subkontynentalnych borach sosnowych dominują różne gatunki traw, zwłaszcza kostrzewa owcza (*Festuca ovina*), a z krzewinek borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*). Na niektórych stanowiskach dominuje gorysz pagórkowy (*Peucedanum oreoselinum*) oraz pszeniec zwyczajny (*Melampyrum pratense*). Liczba gatunków runa waha się od 7 do 15 w zbiorowiskach suboceanicznego boru sosnowego (*Leucobryo-Pinetum*), a od 20 do 43 w zbiorowiskach subkontynentalnego boru sosnowego (*Peucedano-Pinetum*) (Roo-Zielińska i Solon, 1998).

Wszystkie analizowane zbiorowiska występują na kwarcowych piaskach glacjofluwialnych ubogich w składniki odżywcze. Gleby należą do klasy bielicoziemnych trzech podtypów: bielicowych, bielicowo-rdzawych i rdzawych bielicowanych z próchnicą nadkładową odpowiednio: typu mor, moder/mor, mor/moder lub moder. Wszystkie analizowane gleby mają odczyn bardzo kwaśny lub kwaśny, co wraz z innymi analizowanymi chemicznymi właściwościami wskazuje na niską troficzność siedlisk (Degórski, 1998).

Metody

Podstawą opisu roślinności na 10 powierzchniach badawczych była charakterystyka florystyczna płatu roślinnego zapisana w postaci zdjęcia fitosocjologicznego. Zawiera ono podstawowe informacje: skład gatunkowy, pokrywanie (tj. udział powierzchniowy poszczególnych gatunków); warstwowość (strukturalna cecha zbiorowiska dotycząca jego pionowej budowy – najczęściej wyróżniane są warstwy: drzew – A, krzewów – B, runa – C, warstwy przyziemnej – mchów i porostów – D). Każde zdjęcie wykonano na powierzchni około 400 m^2. Pokrywanie gatunków oszacowano w skali 12-stopniowej, w której *r*, +, 1 oznaczają odpowiednio 0,1, 0,5 i do 10%. Pozostałe wartości od 2 do 10 – to kolejne przedziały dziesięcioprocentowe.

Przy ocenie stopnia kontynentalizmu zastosowano metodę liczb wskaźnikowych Ellenberga (1974), przy czym analizą objęto tylko gatunki roślin naczyniowych warstwy runa i oszacowano ich wymagania w stosunku do gradientu kontynentalizmu według skali: 0 – gatunki obojętne (o szerokim spektrum w stosunku do stopnia kontynentalizmu), 1 – wyraźnie oceaniczne, 2 – oceaniczne, 3 – suboceaniczne, 4, 5 – przejściowe, 6, 7 – subkontynentalne, 8, 9 – kontynentalne.

W przedziałach skali zmienności wskaźnika kontynentalizmu *K* obliczono:
- dla każdego z 10 stanowisk – udziały procentowe: (1) liczby gatunków, (2) pokrywania, a także (3) wartości średnich ważonych (uwzględniając liczbę i pokrycie gatunków);

http://rcin.org.pl

- statystyczną zależność między położeniem geograficznym (długością geograficzną), stanowisk badawczych a wyżej wymienionymi charakterystykami na podstawie linii regresji przy wykorzystaniu programu CurveExpert;
- średnie udziały procentowe gatunków runa (oddzielnie dla ich liczby oraz pokrywania) dla wszystkich powierzchni borów sosnowych łącznie, (2) suboceanicznych borów sosnowych (*Leucobryo-Pinetum*) i (3) subkontynentalnych borów (*Peucedano-Pinetum*).

Wyniki

Zróżnicowanie udziału gatunków runa w skali zmienności wskaźnika kontynentalizmu *K* na stanowiskach badawczych wzdłuż osi zachód–wschód

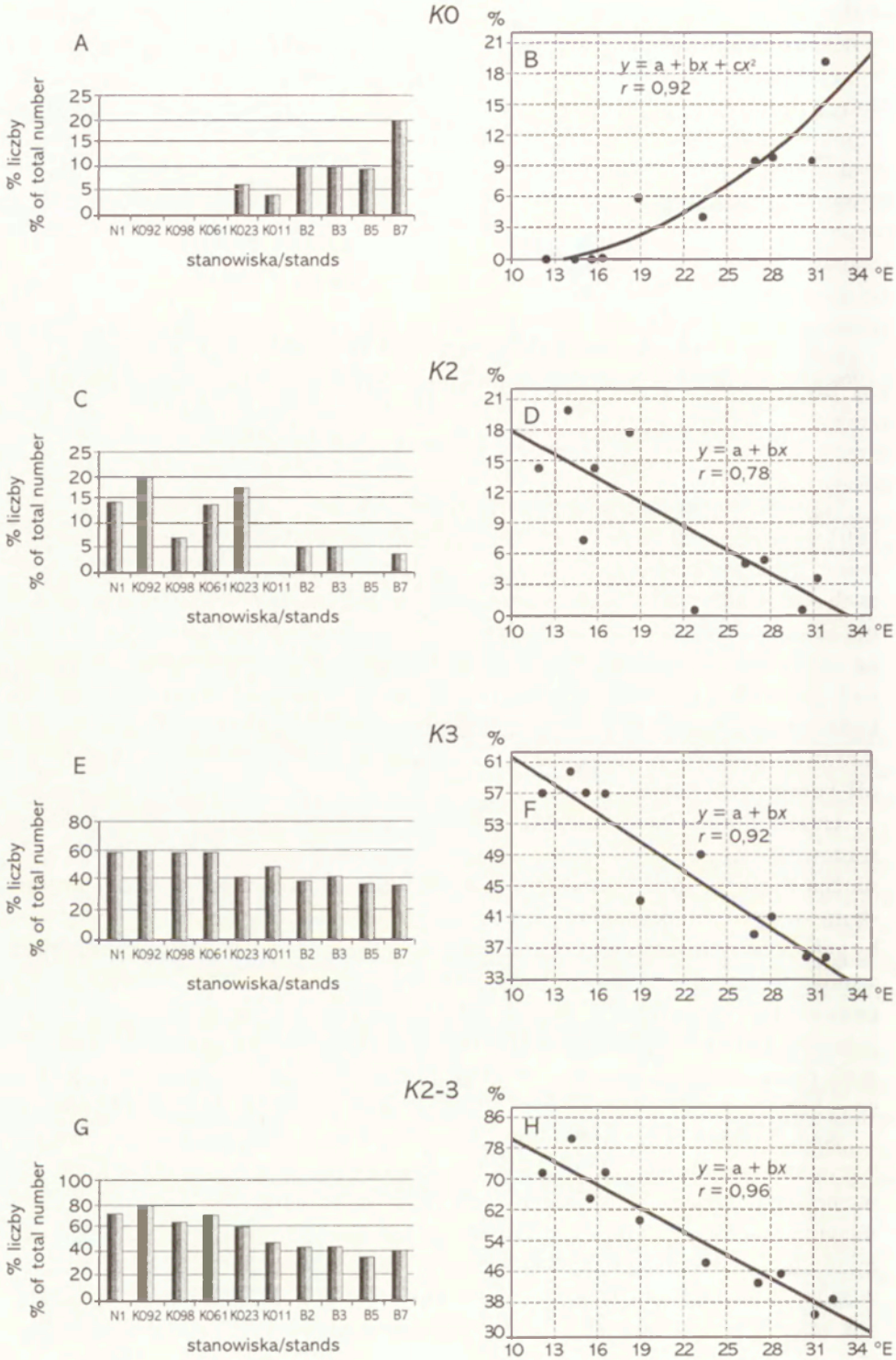
Udział liczby gatunków (w ogólnej liczbie)

Gatunki o szerokiej amplitudzie w stosunku do kontynentalizmu klimatu (*K*0) stanowią od 0 do19,4% ogólnej ich liczby w obrębie stanowiska. Rysują się zatem dwie wyraźne grupy stanowisk: zachodnia bez udziału gatunków neutralnych – są to zbiorowiska borów sosnowych zespołu *Leucobryo-Pinetum* i wschodnia ze stanowiskami borów subkontynentalnych (*Peucedano-Pinetum*), przy czym na ostatnim, wschodnim stanowisku białoruskim odnotowano najwyższy udział tych gatunków (ryc. 5A). Związek między położeniem geograficznym stanowisk badawczych a udziałem liczby gatunków o wysokiej tolerancji w stosunku do gradientu kontynentalizmu opisuje funkcja kwadratowa $y = a + bx + cx^2$, a współczynnik korelacji r wynosi 0,92 (ryc. 5B).

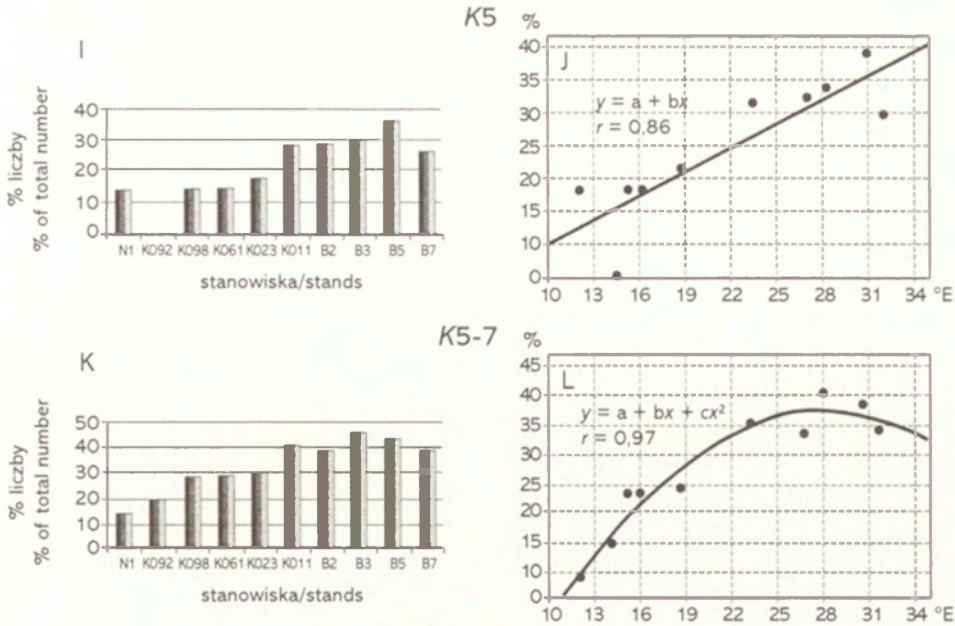
Udział gatunków oceanicznych (*K*2) zawiera się w granicach od 0 (na dwóch stanowiskach) do 20% (na najbardziej zachodnim polskim stanowisku). I tu też można wyróżnić dwie grupy stanowisk: pierwszą zachodnią z pięcioma stanowiskami, wszystkie należą do zespołu *Leucobryo-Pinetum* o wyższych udziałach liczby gatunków oceanicznych mieszczących się w zakresie 7–20% i drugą wschodnią z subkontynentalnymi borami sosnowymi *Peucedano-Pinetum*, gdzie udziały procentowe tej grupy gatunków wynoszą tylko 0–5% (ryc. 5C). Związek między położeniem geograficznym stanowisk badawczych a udziałem gatunków oceanicznych opisuje funkcja liniowa: $y = a + bx$, a współczynnik korelacji r wynosi 0,78 (ryc. 5D).

Najliczniejsze są gatunki suboceaniczne (*K*3) i stanowią od około 36 do 60 % wszystkich gatunków, przy czym ich liczba wyraźnie zmniejsza się w kierunku wschodnim. Wyróżniają się zatem dwie grupy: zachodnia to 6 stanowisk: (1 niemieckie i wszystkie polskie), w których udział liczby gatunków suboceanicznych mieści się między 40 i 60 % oraz wschodnia – wszystkie powierzchnie białoruskie, w których udział liczby tych gatunków oscyluje w pobliżu 40 % (ryc. 5E). Związek między położeniem stanowisk badawczych na osi rosnącego kontynentali-

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Zróżnicowanie udziału liczby gatunków i związek z długością geograficzną na transekcie (na podstawie linii regresji); K0 – gatunki o szerokiej amplitudzie w stosunku do stopnia kontynentalizmu, K2 – gatunki oceaniczne, K3 – gatunki suboceaniczne, K5 – gatunki przejściowe, K7 – gatunki subkontynentalne

Differences in the shares of species number in line with longitude on the transect (on the basis of regression); K0 – neutral species, K2 – oceanic species, K3 – suboceanic species, K5 – intermediate species (between suboceanic and subcontinental), K7 – subcontinental species

zmu a udziałem liczby gatunków suboceanicznych w borach sosnowych świeżych dobrze opisuje funkcja liniowa $y=a+bx$, współczynnik korelacji r wynosi zaś 0,92 (ryc. 5F).

W kierunku wschodnim zgodnie ze wzrastającym stopniem kontynentalizmu obserwuje się wyraźny wzrost łącznych udziałów liczby gatunków oceanicznych i suboceanicznych (*K* 2–3). Zachodnia grupa – to 5 kolejno położonych stanowisk borów sosnowych *Leucobryo-Pinetum* (60–80 %), wschodnia zaś – to ostatnie polskie wschodnie stanowisko i 4 białoruskie, w których udziały liczby gatunków oscylują wokół 40% (ryc. 5G). Związek między położeniem geograficznym stanowisk badawczych wzdłuż gradientu kontynentalizmu a łącznym udziałem procentowym liczby gatunków oceanicznych i suboceanicznych (*K*2–3) najlepiej opisuje funkcja liniowa $y=a+bx$, a współczynnik korelacji r wynosi 0,96 (ryc. 5H).

W borach sosnowych świeżych udział gatunków przejściowych między suboceanicznymi i subkontynentalnymi o słabo zaznaczonych cechach atlantyckich

http://rcin.org.pl

(*K*5) wzrasta w kierunku wschodnim. Warto zaznaczyć, że pięć najbardziej zachodnich stanowisk reprezentowanych przez suboceaniczne bory sosnowe świeże *Leucobryo-Pinetum* ma najniższy udział tych gatunków (14–18 %), a liczba ich wyraźnie rośnie w subkontynentalnych borach sosnowych *Peucedano-Pinetum* (29–36 %) (ryc. 51). Związek między położeniem stanowisk badawczych a udziałem procentowym liczby gatunków przejściowych (*K*5) dobrze opisuje zależność: $y=a+bx$, $r=0{,}86$ (ryc. 5J).

Udział gatunków subkontynentalnych (*K*7) waha się na analizowanych stanowiskach od 0 do 20 %, a rozkład przestrzenny ich udziałów jest bardzo zróżnicowany i nie wykazuje wyraźnych prawidłowości w kierunku z zachodu na wschód. Jedynie najbardziej zachodnie z badanych, stanowisko niemieckie N1 cechuje się całkowitym brakiem gatunków subkontynentalnych. Przy łącznej analizie gatunków przejściowych i subkontynentalnych (*K*5 i *K*7) obserwuje się tendencję stopniowego wzrostu udziału tych gatunków w kierunku wschodnim (ryc. 5K). Związek między położeniem stanowisk badawczych na osi gradientu kontynentalizmu a łącznym udziałem liczby gatunków przejściowych i subkontynentalnych (*K*5–7) opisuje funkcja kwadratowa $y=a+bx+cx^2$, a współczynnik korelacji r wynosi 0,97 (ryc. 5L).

Udział gatunków w ogólnym pokryciu

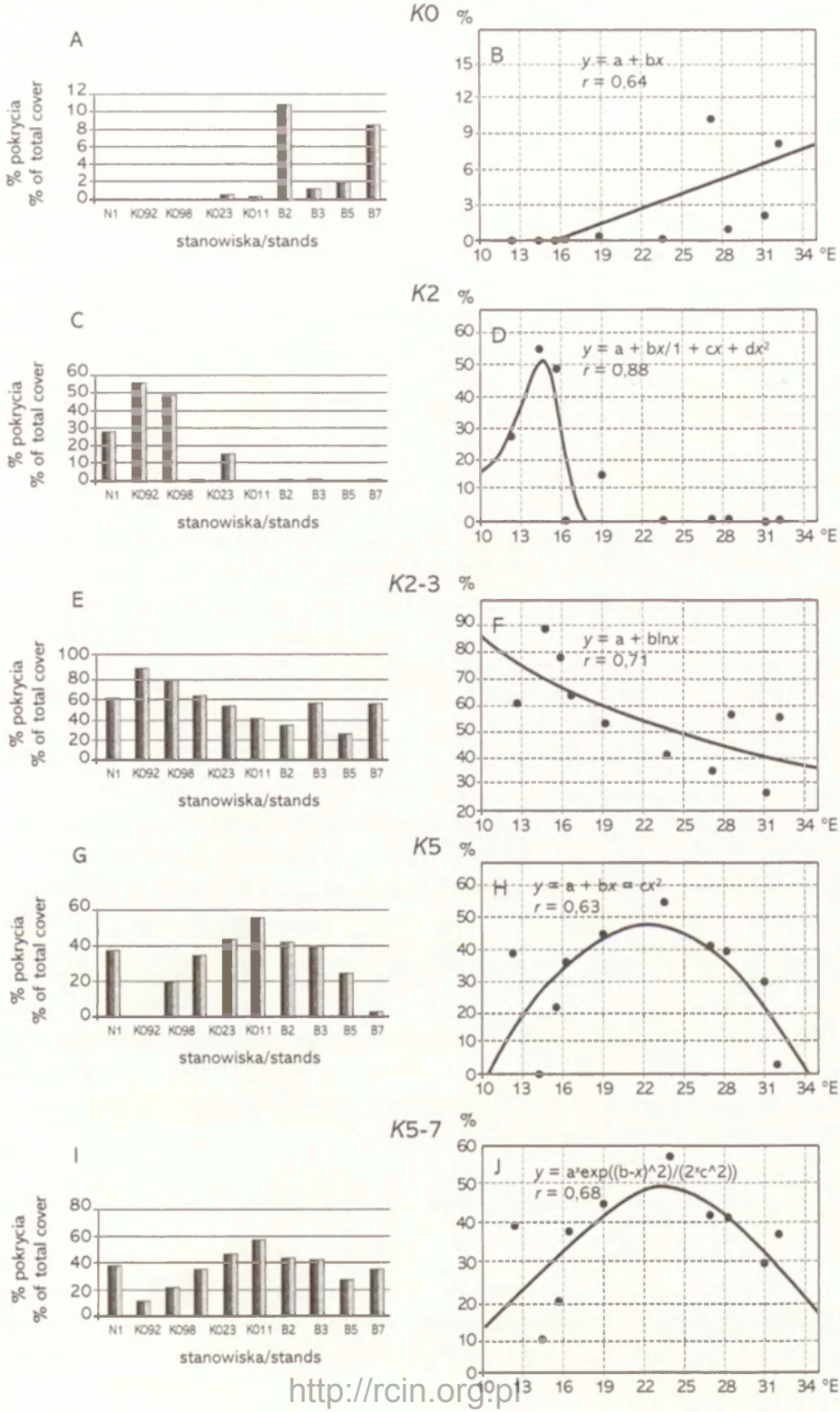
Udział pokrycia przez gatunki o szerokiej amplitudzie w stosunku do gradientu kontynentalizmu (*K*0) jest w borach sosnowych niewielki (od 0 do około 11 %). Rysują się dwie grupy stanowisk: zachodnia bez udziału gatunków neutralnych – są to stanowiska borów sosnowych zespołu *Leucobryo-Pinetum* i wschodnia – stanowiska subkontynentalnych białoruskich borów zespołu *Peucedano-Pinetum*, przeważnie ze znikomym udziałem ich pokrywania (ryc. 6A). Związek między położeniem geograficznym stanowisk borów sosnowych świeżych a udziałem powierzchniowym tych gatunków opisuje zależność: $y=a+bx$, a współczynnik korelacji wynosi 0,64 (ryc. 6B).

Udział gatunków klimatu oceanicznego (*K*2) w pokryciu waha się od 0 na kilku stanowiskach do 55%. Tu także można wyróżnić dwie grupy: zachodnią z 3 stanowiskami wszystkie należące do zespołu *Leucobryo-Pinetum* o wyraźnie

Ryc. 6. Zróżnicowanie udziału powierzchniowego (pokrycia) gatunków runa i związek z długością geograficzną (na podstawie linii regresji) na stanowiskach borów sosnowych
*K*0 – gatunki neutralne (o szerokiej amplitudzie w stosunku do stopnia kontynentalizmu), *K*2 – gatunki oceaniczne, *K*3 – gatunki suboceaniczne, *K*5 – gatunki przejściowe, *K*7 – gatunki subkontynentalne

Differences in shares of ground cover taken by species and relation to longitude on transect (on the basis of regression)
*K*0 – neutral species (with wide climatic spectrum), *K*2 – oceanic species, *K*3 – suboceanic species, *K*5 – intermediate species (between suboceanic and subcontinental), *K*7 – subcontinental species

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl

wyższych udziałach powierzchniowych (28–55 %) i wschodnią z subkontynentalnymi borami sosnowymi *Peucedano-Pinetum*, gdzie na większości stanowisk udział pokrycia gatunków oceanicznych wynosi tylko od 0 do około 1% (ryc. 6C). Związek między położeniem geograficznym stanowisk borów sosnowych świeżych a udziałem tych gatunków opisuje funkcja $y=(a+bx)/(1+cx+dx^2)$, a $r=0,88$ (ryc. 6D).

Gatunki suboceaniczne (*K*3) mają dość zróżnicowany udział (od około 11 do 63 %), który nie wykazuje wyraźnych kierunkowych zmian zgodnych z gradientem kontynentalizmu. Brak jest statystycznie istotnej korelacji między położeniem geograficznym stanowisk a udziałem tych gatunków w pokryciu. Natomiast łączny udział gatunków oceanicznych i suboceanicznych (*K*2–3) wykazuje wyraźną tendencję stopniowego, kolejnego (poza dwoma stanowiskami) zmniejszania się w kierunku wschodnim (ryc. 6E). Związek między położeniem geograficznym stanowisk a udziałem powierzchniowym tych gatunków opisuje funkcja logarytmiczna $y=a+b\ln x$, a współczynnik korelacji $r=0,71$ (ryc. 6F).

Na stanowiskach polskich udział gatunków przejściowych między suboceanicznymi i subkontynentalnymi (*K*5) wzrasta w kierunku wschodnim (ryc. 6G), na stanowiskach białoruskich natomiast notuje się stopniowy spadek udziału wspomnianych gatunków w tym kierunku. Związek między położeniem geograficznym stanowisk badawczych a udziałem tych gatunków najlepiej opisuje zależność: $y=a+bx+cx^2$, a r wynosi 0,63 (ryc. 6H).

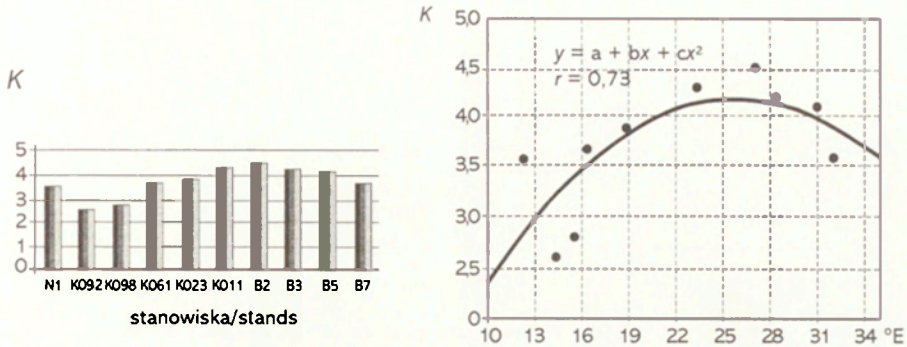
Udział gatunków subkontynetalnych (*K*7) w ogólnym pokryciu w borach sosnowych świeżych jest niewielki (poza jednym stanowiskiem) i mieści się w granicach od 0 do około 2 %. Rozkład przestrzenny udziałów wskazuje na zachodnią grupę subatlantyckich borów sosnowych *Leucobryo-Pinetum* (0–0,7%) i jednego subkontynentalnego stanowiska boru sosnowego *Peucedano-Pinetum*. Na pozostałych wschodnich stanowiskach udział pokrycia tych gatunków przekracza 1%, nie stwierdzono jednak istotnego statystycznie związku między położeniem geograficznym a udziałem powierzchniowym tych gatunków. Przy łącznej analizie gatunków przejściowych i subkontynentalnych (*K*5–7) obserwuje się tendencję stopniowego wzrostu ich udziału w kierunku wschodnim, szczególnie wyraźną na stanowiskach polskich (ryc. 6I). Związek między położeniem stanowisk zgodnie z rosnącym gradientem kontynentalizmu a łącznym udziałem zajmowanej powierzchni przez gatunki przejściowe i subkontynentalne (*K*5–7) dobrze opisuje zależność według modelu Gaussa $y=a*\exp[(-(b-x)\wedge 2)/(2*c\wedge 2)]$, przy współczynniku korelacji $r=0,68$ (ryc. 6J).

Zróżnicowanie wartości średnich ważonych wskaźnika K na osi zachód–wschód

Wartości średnie dla wszystkich stanowisk łącznie mieszczą się w zakresie od 2,6 na najbardziej zachodnim polskim stanowisku K092 do 4,5 na białoruskim stanowisku B2 reprezentującym subkontynentalny bór sosnowy. Pięć zachodnich stanowisk suboceanicznych borów sosnowych świeżych nie przekroczyło średniej

http://rcin.org.pl

ważonej wskaźnika K = 4 (2,6–3,9), a pięć wschodnich – 2 polskie i 3 białoruskie – przekroczyło tę wartość (4,1– 4,5). Warto zaznaczyć, że na sześciu stanowiskach rozmieszczonych kolejno w kierunku z zachodu na wschód wzrasta stopniowo wartość średnia wskaźnika kontynentalizmu K (2,6; 2,8; 3,7; 3,9; 4,3; 4,5). Związek między położeniem geograficznym stanowisk borów sosnowych a wartościami średnich ważonych wskaźnika K opisuje funkcja kwadratowa $y=a+bx+cx^2$, a współczynnik korelacji $r=0{,}73$ (ryc. 7).



Ryc. 7. Zróżnicowanie wartości średnich wskaźnika kontynentalizmu K na stanowiskach borów sosnowych i ich związek z długością geograficzną

Differentiation of average values of continentality index K on study sites of pine forest and their relationship with longitude as based on regression line

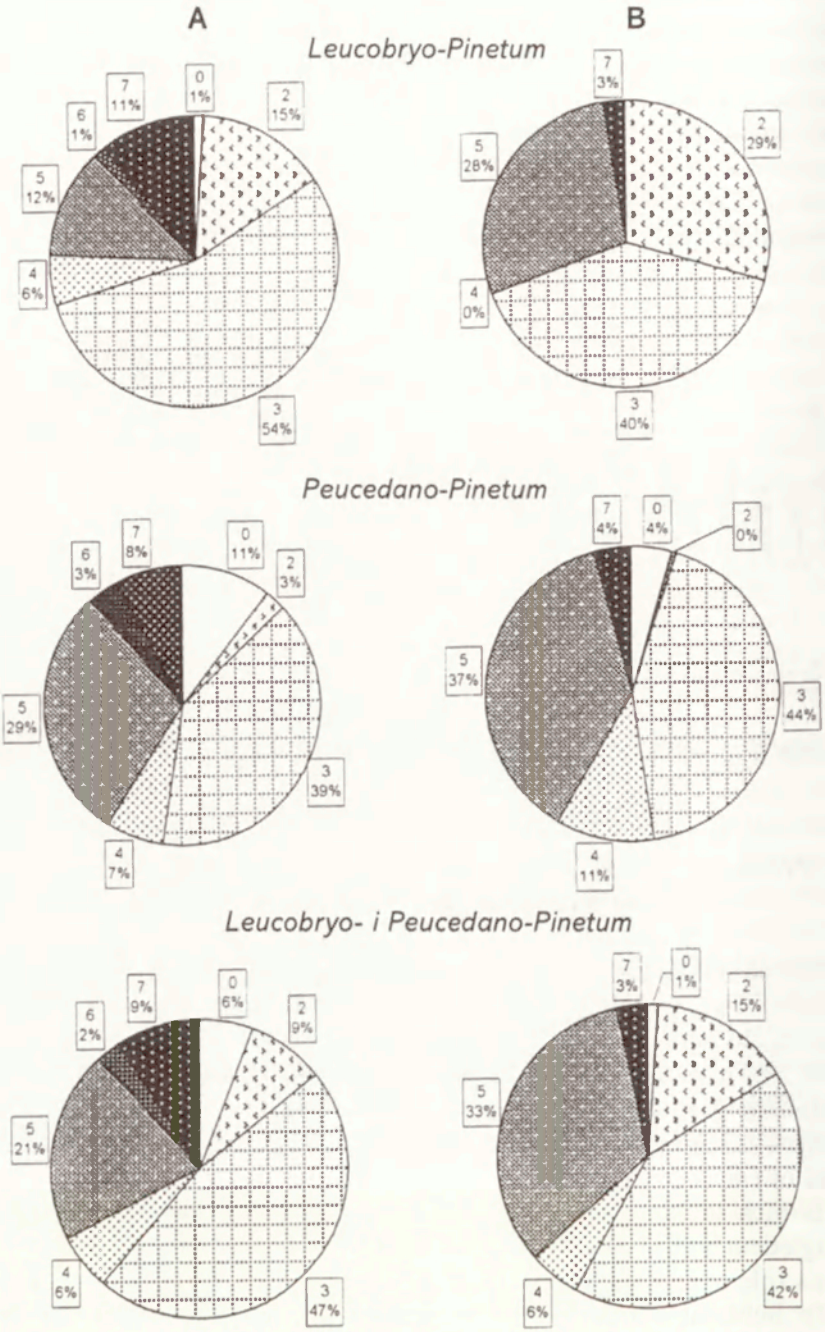
Przeciętny udział gatunków runa w przedziałach skali wskaźnika kontynentalizmu *K* w borach sosnowych

W borach suboceanicznych (*Leucobryo-Pinetum*) najwyższy udział pod względem liczby i i projekcyjnego pokrycia mają gatunki suboceaniczne – $K3$ (odpowiednio około 55% i 40%). Znaczny jest też udział gatunków oceanicznych $K2$ (14,7% i 29%). Suboceaniczne bory sosnowe cechują się także stosunkowo wysokim udziałem gatunków przejściowych ($K5$). Udział liczby gatunków subkontynentalnych ($K7$) jest stosunkowo wysoki, ale ich udział powierzchniowy zupełnie nieznaczny (ryc. 8A i B).

W borach subkontynentalnych (*Peucedano-Pinetum*) najwyższy jest udział pod względem liczby i pokrywania gatunków suboceanicznych – $K3$ (około 40%). Znaczną rolę odgrywają też gatunki przejściowe – $K5$ (odpowiednio około 30% i 37%). Subkontynentalne bory sosnowe charakteryzuje niewielka liczba, a przede wszystkim nieznaczne pokrycie gatunków oceanicznych – $K2$. Znacznie niższe niż ich liczby, są udziały powierzchniowe gatunków subkontynentalnych ($K7$), a także obojętnych w stosunku do stopnia kontynentalizmu ($K0$) (ryc. 8).

Łączna analiza składu florystycznego borów sosnowych pozwoliła na wyróżnienie dwu dominujących grup gatunków – suboceanicznej ($K3$) i przejściowej

http://rcin.org.pl



Ryc. 8. Przeciętny udział gatunków runa w przedziałach skali wskaźnika kontynentalizmu *K* (górna liczba w ramce) w borach sosnowych; A – udział liczby, B – udział powierzchniowy (pokrycia)

Mean share of plant species in pine forests in different intervals for Ellenberg continentality indexes (upper numbers from 0 to 7); A – percentage share of number of species; B – percentage share of cover of species

http://rcin.org.pl

(*K*5). Udział gatunków o skrajnych wymaganiach w stosunku do stopnia kontynentalizmu jest wyraźnie różny w zależności od tego, czy rozpatrywana jest liczba gatunków, czy też ich udział w pokryciu powierzchni, np. większy jest udział liczby gatunków subkontynentalnych (*K*7 – 9%) niż ich pokrycia (3%), odwrotnie zaś jest w przypadku gatunków oceanicznych (*K*2) – większy jest udział ich powierzchni (15%) niż liczby (9%) (ryc. 8).

Dyskusja i podsumowanie wyników

Zmienność udziału gatunków runa w borach sosnowych określona wskaźnikiem kontynentalizmu *K*

Na podstawie powyższych wyników stwierdzono wyraźne zmiany z zachodu na wschód większości grup gatunków o określonym wskaźniku kontynentalizmu *K*. Przeprowadzona analiza wykazała, że w subatlantyckim borze sosnowym (*Leucobryo-Pinetum*) brak jest gatunków o szerokim spektrum klimatycznym (*K*0), pojawiają się one natomiast na wschodnich stanowiskach i udział ich jest najwyższy na ostatniej białoruskiej powierzchni B7. Wyraźne różnice udziału omawianych gatunków między zbiorowiskami tłumaczyć można tym, iż wschodnie stanowiska subkontynentalnych borów sosnowych „przyjmują" zdecydowanie łatwiej gatunki roślin o szerokiej amplitudzie klimatycznej, są bowiem bardziej „otwarte"i bogatsze florystycznie niż suboceaniczne bory sosnowe *Leucobryo-Pinetum* (por. rozdz. Charakterystyka powierzchni badawczych). Jednocześnie warto podkreślić, że są to przeważnie gatunki łąkowe o niewielkim udziale w pokryciu powierzchni. Tendencję wzrastającego pojawiania się gatunków łąkowych w kierunku wschodnim wiązać też można z historią użytkowania lasu. Na Białorusi bowiem bory sosnowe występują przeważnie na glebach porolnych (Solon, 1998; Degórski, 2002).

Gatunki oceaniczne (*K*2) zdecydowanie „przywiązane" są do zachodnich stanowisk subatlantyckich borów (*Leucobryo-Pinetum*) i dotyczy to przede wszystkim ich udziału powierzchniowego, co świadczy, że znajdują tu optymalne warunki rozwoju. Na wschodnie stanowiska wkraczają one sporadycznie i ich pokrycie jest znikome (por. ryc. 5C, D i ryc. 6C, D).

W kierunku z zachodu na wschód ustępują także gatunki suboceaniczne (*K*3), przy czym dodatnia korelacja z długością geograficzną dotyczy tylko liczby gatunków. Warto podkreślić, że łączna analiza gatunków oceanicznych i suboceanicznych (*K*2–3) wskazuje na wyraźną kierunkową zmienność z zachodu na wschód, wyrażającą się zmniejszaniem udziału wraz z rosnącym kontynentalizmem klimatu. Wydaje się, że prawidłowość tę wiązać należy ze zmiennością termiczną wzdłuż badanego transektu. Uwaga ta odnosi się szczególnie do różnicy średniej temperatury rocznej między wschodem i zachodem (8,5° na zachodzie do 5° na wschodzie), a także do rocznej amplitudy temperatury (od 18,2° na za-

http://rcin.org.pl

chodzie do 26° na wschodzie) (por. ryc. 4 i ryc. 5E, F, 6E, F). Warunki wilgotnościowe zdają się nie odgrywać tu istotniejszej roli (Breymeyer, 1998).

W kierunku wschodnim wzrasta wyraźnie udział liczby gatunków przejściowych między suboceanicznymi i subkontynentalnymi *K*5, nieco słabiej ta zmienność jest wyrażona w przypadku udziału powierzchniowego, bowiem wzrost udziału zajmowanej przez nie powierzchni obserwuje się tylko na stanowiskach polskich (por. ryc. 5I, J i ryc. 6G, H). Podobny rozkład przestrzenny omówionych charakterystyk dotyczy łącznej analizy gatunków przejściowych i subkontynentalnych (*K*5–7). Prostoliniowa zależność oraz wyraźnie dodatnia korelacja z długością geograficzną potwierdza przejściowy charakter flory Polski. Zaznacza się więc jej mała odrębność w stosunku do flory obszarów sąsiednich, zwłaszcza położonych na wschód i zachód, co spowodowane jest brakiem naturalnych barier geograficznych w obu kierunkach. Warto zauważyć, że grupowanie omawianych stanowisk na podstawie analizy przyrostów radialnych drzew wydaje się potwierdzać przypuszczenia klimatologów o istnieniu we wschodniej Polsce europejskiej „granicy" między wpływami oceanicznymi i kontynentalnymi (Zielski i Sygit, 1998).

Na podstawie przeprowadzonej analizy można sądzić, że liczba gatunków jest lepszą miarą niż wielkość pokrywanych przez nie powierzchni, ponieważ w większości analiz statystycznych otrzymano wyższy współczynnik korelacji liczby gatunków niż ich udziału w pokryciu terenu z długością geograficzną.

Liczba gatunków zdecydowanie lepiej charakteryzuje fitocenozę niż pokrycie projekcyjne, które może być stanem chwilowym i świadczyć raczej o żywotności gatunku. Udział gatunków sporadycznych (o niewielkiej stałości) może natomiast być ważny przy analizie zmian w czasie – stają się one wtedy zapowiedzią nadchodzących, często antropogenicznych zmian w fitocenozie (Roo-Zielińska, 1992). Do określenia zróżnicowania makroklimatycznego tego samego typu zbiorowisk leśnych dobrą miarą jest też syntetyczna wartość średniej ważonej wskaźnika *K*, która „odpowiada" gradientowi kontynentalizmu. Stwierdzono wysoki współczynnik korelacji wartości średnich z położeniem geograficznym powierzchni badawczych borów sosnowych.

Warto podkreślić, że większość opracowań dotyczących bioindykacji roślinnej koncentrowało się raczej na analizie wskaźnika *K* w odniesieniu do oceny topoklimatu w różnych typach zbiorowisk (Roo-Zielińska, 1994, 1996; Kostrowicki i Wójcik, 1972), natomiast badań w skali makro jest niewiele. Na obszarze Polski zmienność roślinności zgodnie z gradientem kontynentalizmu przedstawia izorytmiczna mapa M. Degórskiego (1984). Mapa ta została sporządzona w wyniku interpolacji wartości bioindykacyjnego wskaźnika kontynentalizmu Ellenberga na podstawie składu florystycznego lasów typu grądu. Zmiana składu gatunkowego runa lasów dębowo-grabowych w kierunku z zachodu na wschód przebiega równolegle ze wzrostem kontynentalizmu termicznego klimatu. M. Degórski (1984) wykazał wysoką korelację między wynikami uzyskanymi dwiema metodami: klimatologiczną i roślinnego wskaźnika kontynentalizmu (r=0,90).

http://rcin.org.pl

Porównanie subatlantyckich i subkontynentalnych borów sosnowych pod względem udziału gatunków o określonej wartości wskaźnika kontynentalizmu *K*

Rozkład średnich udziałów liczby i pokrywania gatunków w skali zmienności wskaźnika kontynentalizmu Ellenberga w dwóch wąsko rozumianych zespołach leśnych jest wynikiem położenia geograficznego, które wpływa też na bogactwo gatunkowe. Na zachodzie Polski i we wschodnich Niemczech suboceaniczny bór sosnowy świeży *Leucobryo-Pinetum* osiąga kres swego europejskiego zasięgu, bogactwo gatunkowe zachodnich stanowisk jest niewielkie. Natomiast subkontynentalne bory sosnowe (*Peucedano-Pinetum*) są w Polsce dobrze wykształcone i stosunkowo bogate florystycznie, a ich bogactwo wzrasta w kierunku wschodnim – w miarę zbliżania do centrum ich rozprzestrzeniania (Matuszkiewicz, 2001). Odgrywa tu istotną rolę także historia flory i sposób długotrwałego użytkowania lasu.

Grupę dominującą w dwóch badanych zespołach leśnych – zarówno pod względem liczby, jak i pokrywania – stanowią gatunki suboceaniczne (*K*3), przy czym w subatlantyckim borze *Leucobryo-Pinetum* ich udział jest najwyższy, ale także znaczny w subkontynentalnych borach *Peucedano-Pinetum*. W subkontynetalnych borach dużą grupę stanowią gatunki przejściowe między suboceanicznymi i subkontynentalnymi (*K*5) co, jak wspomniano wyżej, odpowiada przejściowości flory Polski (Kornaś i Medwecka-Kornaś, 1986; Matuszkiewicz, 1991).

Niewielki przeciętny udział gatunków suboceanicznych (*K*2) o skrajnych wymaganiach w stosunku do stopnia kontynentalizmu jest charakterystyczny dla zespołu borów sosnowych *Peucedano-Pinetum*. Szczególnie niska jest tu liczba gatunków oceanicznych, ale przede wszystkim ich udział powierzchniowy; oznacza to, że w tym zespole i w tych warunkach klimatyczno-siedliskowych nie znajdują one odpowiedniego miejsca do swego bytowania. W przypadku suboatlantyckich borów sosnowych *Leucobryo-Pinetum* zanotowano znacznie większy udział pokrycia gatunków suboceanicznych niż ich liczby, co świadczy o optimum ich występowania w tym typie zbiorowiska. Natomiast gatunki subkontynentalne występują w tym zespole w niewielkim pokryciu, wskazuje to na brak dobrych warunków do ich zasiedlenia. Ich obecność na zachodzie może być natomiast wdzięcznym polem do badań nad historią flory i zasięgami gatunków roślin.

Wnioski

- Stwierdzono wyraźne kierunkowe zmiany z zachodu na wschód większości grup gatunków o określonym wskaźniku kontynentalizmu *K*.
- Przeprowadzona analiza wykazała, że w subatlantyckim borze sosnowym (*Leucobryo-Pinetum*) brak jest gatunków o szerokim spektrum klimatycznym (*K*0), pojawiają się one w subkontynentalnych borach *Peucedano-Pinetum* i ich udział rośnie w kierunku wschodnim.

http://rcin.org.pl

- Zgodnie z nasilaniem się kontynentalizmu klimatu ustępują gatunki oceaniczne i suboceaniczne (ich liczba i udział powierzchniowy); zmienność ta jest dobrze skorelowana z długością geograficzną.
- Z zachodu na wschód wzrasta udział gatunków przejściowych między suboceanicznymi i subkontynentalnymi; zależność tych gatunków od długości geograficznej dobrze wyraża wysoka wartość współczynnika korelacji.
- Do określenia zróżnicowania makroklimatycznego płatów tego samego typu zbiorowiska leśnego, tj. borów sosnowych, obecność (liczba) gatunków jest lepszą miarą niż ich udział powierzchniowy; w większości analiz statystycznych otrzymano wyższą wartość współczynnika korelacji długości geograficznej z liczbą gatunków niż z ich pokrywaniem. Dobrą miarą jest również syntetyczna wartość średniej ważonej wskaźnika *K*, która „odpowiada" wzrastającemu kontynentalizmowi klimatu; stwierdzono wysoki współczynnik korelacji wartości średnich powierzchni badawczych borów sosnowych z położeniem geograficznym.
- Wikaryzujące geograficznie suboceaniczne i subkontynentalne zespoły borów sosnowych wyróżnia na transekcie: (1) udział gatunków oceanicznych (szczególnie w zajmowanej powierzchni) – wysoki w *Leucobryo-Pinetum*, nieznaczny w *Peucedano-Pinetum*; (2) udział gatunków o szerokiej amplitudzie w stosunku do kontynentalizmu – nie stwierdzono ich na stanowiskach *Leucobryo-Pinetum*; (3) wysoki udział liczby gatunków suboceanicznych w *Leucobryo-Pinetum*, a przejściowych w *Peucedano-Pinetum*.
- Należy sądzić, że na omówioną zmienność występowania gatunków roślin naczyniowych runa ma wpływ przede wszystkim położenie, a więc zróżnicowanie pod względem makroklimatycznym stanowisk badawczych. Nie można jednak umniejszać roli uwarunkowań lokalno-siedliskowych, a także historii flory i sposobu użytkowania lasu, jak też konkurencji międzygatunkowej, które to czynniki mogą mieć znaczenie modyfikujące.

*

Podziękowanie. Paniom Jolancie Więckowskiej i Zofii Nowickiej z Zakładu Geoekologii IGiPZ PAN serdecznie dziękuję za pomoc w przygotowaniu rycin.

Piśmiennictwo

Breymeyer A., 1998, *Badania borów na transekcie klimatycznym wzdłuż równoleżnika 52° (od 12° do 32°) i na transekcie śląskim. Założenia ogólne*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 12–28.

Breymeyer A., Roo-Zielińska E., red., 1998, *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13.

Degórski M., 1984, *Porównanie stopnia kontynentalizmu w Polsce określanego metodami klimatologiczną i bioindykacyjną*, Przegląd Geograficzny, 56, 3–4, s. 55–73.

http://rcin.org.pl

–, 1998, *Zróżnicowanie fizykochemicznych właściwości gleb siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32° E) i „śląskim"*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 41–55.

–, 2002, *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy, a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 182.

Ellenberg H., 1974, *Zeigerwerte von Gefasspflanzen Mitteleurpas*, Scripta Geobotanica, 9, Göttingen.

Ellenberg H., Weber H.E., Düll R., Wirth V., Werner W., Paulissen D., 1991, *Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa*, Scripta Geobotanica, 18, Göttingen.

Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 1986, *Geografia roślin*, PWN, Warszawa.

Kostrowicki A.S., Wójcik Z., 1972, *Podstawy teoretyczne i metodyczne oceny warunków przyrodniczych przy pomocy wskaźników roślinnych*, [w:] S. Borowiec (red.), *Metody oceny warunków przyrodniczych produkcji rolniczej*, Biuletyn KPZK, 71, Warszawa, s. 7–63.

Landolt E., 1977, *Ökologische Zeigerwerte zur Schweizer Flora*, Veröffentlichungen Geobotanisches Institut ETH Stiftung Rübel, 64, Zürich.

Lindacher R., red., 1995, *Phanart Datenbank der Gefässpflanzen Mitteleuropas, Erklarung der Kennzahlen, Aufbau und Inhalt (Phanart, Database of Centraleuropean Vascular Plants, Explanation of codes, Structure and Contents)*, Veröffentlichungen Geobotanischen Institut der ETH Stiftung Rübel, 125, Zürich.

Matuszkiewicz W., 1991, *Szata roślinna*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 445–494.

–, 2001, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, PWN, Vademecum Geobotanicum, PWN, Warszawa.

Ramenskij L.G., Cacenkin I.A., Cizikov O.N., Antipin N.A., 1956, *Ekologičeskaja ocenka kormovych ugodij po rastitelnomu pokrovu*, Gosudarstvennoe Izdatelstvo Selskochozjajstvennoj Literatury, Moskva.

Romer E., 1946, *Rozmyślania klimatyczne*, Czasopismo Geograficzne, 17, 3/4, Lwów-Wroclaw, s. 11–85.

Roo-Zielińska E., 1994, *Ekologiczne zróżnicowanie roślinności rzeczywistej (analiza fitoindykacyjna)*, [w:] *Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa*, red. A.S. Kostrowicki, J. Solon, Dokumentacja Geograficzna, 1–2, s. 95–125.

–, 1992, *Indykacja środowiska na podstawie składu gatunkowego zbiorowisk roślinnych*, [w:] *Projekt systemu biologicznych wskaźników stanu i zmian środowiska – dla potrzeb monitoringu*, Instytut Podstawowych Problemów Ekologii Narodowej Fundacji Ochrony Środowiska, Warszawa (maszynopis powielony).

–, 1996, *Phytoindicative role of plant communities in a rural landscape (Pińczów case study, south Poland)*, Fragmenta Floristica et Geobotanica, 41 (1), s. 379–398.

Roo-Zielińska E., Solon J., 1997, *Effect of geographical location on species composition, vegetation structure, diversity and phytoindicative characteristics in pine forests*, Environmental Pollution, 98, 3, s. 347–360.

–, 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 geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 79–99.

Solon J., 1998, *Różnorodność gatunkowa borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32° E) i „śląskim"*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 99–113.

Zarzycki K., 1984, *Ekologiczne liczby wskaźnikowe roślin naczyniowych Polski*, Instytut Botaniki PAN, Kraków.

http://rcin.org.pl

Zielski A., Sygit W., 1998, *Wpływ klimatu na przyrost radialny sosny w borach i borach mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32°E) i „śląskim"*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 161–187.

[Wpłynęło: maj 2002 r.; poprawiono: sierpień 2002 r.]

EWA ROO-ZIELINSKA

DETERMINATION OF A CONTINENTALITY GRADIENT ON THE BASIS OF VASCULAR PLANT SPECIES COMPOSITION IN PINE FORESTS: THE CASE OF THE CHRISDORF (E GERMANY) – UZŁOGI (E BELARUS) TRANSECT

The continental transect extending from eastern Germany (Chrisdorf) to eastern Belarus (Uzlogi) spans 20° (12°25'E – 32°37'E) of longitude and has a range in mean annual temperature of 3.5° (from 5 to 8.5°). Along it the basis for the description of vegetation at 10 study sites was a floristic characterization of vegetation on phytosociological releves. All the identified study sites were representative of the *Dicrano-Pinion* alliance and embraced two communities of fresh pine forest (*Peucedano-Pinetum* and *Leucobryo-Pinetum*). The basic aims of this study were: (1) to present the relation between the geographical location of sites (longitude) and the percentage share of number and cover of plant species as well as average values of Ellenberg „*K*" continentality index on each site; (2) to answer a question as to, which of the characteristics mentioned above best depicts the changeability of vascular plant species composition as related to the continentality gradient in pine forest (the highest value of the correlation coefficient); (3) to compare the suboceanic (*Leucobryo-Pinetum*) and subcontinental (*Peucedano-Pinetum*) pine forests with respect to the number and cover of species with different Ellenberg continentality indices.

The changes observed in pine forest were: (1) direct changes from west to east pertaining to most groups of species with determined continentality index *K*; (2) a lack of neutral species (with wide climatic spectrum *K*0) in the western part of the transect (in suboceanic pine forest) and their appearance and increasing share to the east (in subcontinental forest); (3) the disappearance of oceanic and suboceanic species along the continentality gradient – a change highly correlated with longitude. The number of species with the given index of continentality *K* is a better indicator of the macroclimatic differentiation of pine forest than their cover. The two associations of suboceanic and subcontinental pine forest are distinguished first of all by the share of oceanic and suboceanic species (a large number and high cover in *Leucobryo-Pinetum*) and by the share of neutral species (a large number and high cover in subcontinental forest *Peucedano-Pinetum*, and a lack of these in suboceanic forest *Leucobryo-Pinetum*).

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 591–604

Cyrkulacja atmosferyczna i jej wpływ na zmienność temperatury powietrza w Polsce

Atmospheric circulation and its influence on air temperature variation in Poland

KRZYSZTOF KOŻUCHOWSKI
Katedra Geografii Fizycznej, Uniwersytet Łódzki, 90-568 Łódź, ul. Lipowa 81;
e-mail: geogrfiz@krysia.uni.lodz.pl

ELWIRA ŻMUDZKA
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych, Uniwersytet Warszawski, 00-927 Warszawa,
Krakowskie Przedmieście 30; e-mail: elwiraz@wgsr.uw.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono wyniki analizy związków średniej temperatury powietrza na obszarze Polski w latach 1951–2000 ze wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej nad środkową Europą: ciśnieniem, gradientami ciśnienia i wektorami wiatru geostroficznego. Określono także 50-letnie trendy zmian warunków cyrkulacyjnych i termicznych.

Słowa kluczowe: cyrkulacja atmosferyczna, temperatura powietrza, Polska, wiatr geostroficzny.

Wstęp

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmiany temperatury w Polsce jest wyraźny – znajdujemy się w regionie, gdzie roczne i wieloletnie wahania temperatury są znacząco powiązane z makroskalowymi charakterystykami cyrkulacji (Kożuchowski, 1997). Związki temperatury w Polsce z cyrkulacją badano od dawna i wieloma sposobami. Określono m.in. zależności tego elementu klimatu od typów cyrkulacji (Niedźwiedź i inni, 1994; Wibig, 1995; Klysik i Sazonow, 1996), badano wpływy konfiguracji pola ciśnienia nad Europą i Atlantykiem na kształtowanie się zmienności warunków termicznych (Kożuchowski, 1989; Miętus, 1996, 1999; Wibig, 2001), analizowano związki temperatury ze wskaźnikami cyrkulacji – gradientami ciśnienia nad Atlantykiem (NAO) (Marsz, 1999; Marsz i Styszyńska, 2001; Marsz i Żmudzka, 1999; Wibig, 2000) i w strefie 35–65°N (Kożuchowski, 1993). Badano także wieloletnią dynamikę zmian warunków cyrkulacyjnych; w Polsce pisali o niej m.in. B. Osuchowska-Klein (1987), Z. Ustrnul (1997) i J. Wibig (2001).

http://rcin.org.pl

Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie jeszcze jednej próby wyjaśnienia klimatycznej zmienności temperatury w Polsce na podstawie charakterystyk pola ciśnienia nad Europą Środkową. Zwrócono uwagę na sezonowe zmiany, którym podlegają związki temperatury z polem barycznym. Otrzymano uśredniony obraz rocznego przebiegu prędkości i kierunku adwekcji powietrza nad badanym obszarem. Określono wieloletnie trendy zmian cyrkulacji powietrza nad Europą Środkową.

Wybrano obszar zawarty między południkami 10 i 30°E i równoleżnikami 45 i 60°N. Zestawiono średnie miesięczne wartości ciśnienia na poziomie morza w punktach: 45°N 10°E (p1), 60°N 10°E (p2), 45°N 30°E (p3), 60°N 30°E (p4) w okresie 1951–2000[1]. Obliczono średnie ciśnienie na wymienionych równoleżnikach i południkach, wyznaczono gradienty ciśnienia między nimi, otrzymując wskaźniki cyrkulacji strefowej ($ZI = p45 - p60$) i południkowej ($MI = p30 - p10$). Są to różnice ciśnienia między równoleżnikami (ZI) i południkami (MI), określone w odniesieniu do odległości między 45 i 60 równoleżnikiem (1666 km) i średniej odległości między 10 i 30 południkiem (1354 km) i wyrażone w hPa/1000 km. Wypadkowa gradientu strefowego ZI i południkowego MI posłużyła do wyznaczenia kierunku i prędkości średniego wiatru geostroficznego. Wykorzystano w tym celu znany wzór, służący do obliczania prędkości wiatru geostroficznego

$$Vg = 4{,}8\ \Delta p/\sin \varphi,$$

gdzie: Δp – gradient ciśnienia w hPa/111 km,
φ – szerokość geograficzna (tu: 52,5°N).

Ponieważ we wzorze pomija się wpływ gęstości powietrza na prędkość wiatru geostroficznego, otrzymane prędkości poprawiono uwzględniając średnie miesięczne wartości temperatury. Zastosowano w tym celu współczynniki zawarte w tabeli 1.1 na s. 69 w III części podręcznika T. Kopcewicza (1959). Wykorzystano serię średnich miesięcznych wartości temperatury na obszarze Polski (1951–2000), obliczonych na podstawie danych z 51 stacji meteorologicznych (zob. Kożuchowski i Żmudzka, 2001). Tej samej serii średnich wartości temperatury użyto jako zmiennej zależnej w badaniach związków temperatury z polem ciśnienia i wektorem wiatru geostroficznego, tj. w równaniach regresji prostej i wielokrotnej, opisujących zależność temperatury od ciśnienia, wskaźników cyrkulacji oraz kierunku i prędkości wiatru geostroficznego.

Temperatura a ciśnienie

Określono związek średniej miesięcznej temperatury w Polsce z ciśnieniem w czterech punktach gridowych (p1, p2, p3, p4): obliczono równania regresji wielokrotnej $T = a\mathrm{p1} + b\mathrm{p2} + c\mathrm{p3} + d\mathrm{p4} + e$ oraz współczynniki korelacji wielokrotnej $R(4)$ i cząstkowej $r(\mathrm{p1})$, $r(\mathrm{p2})$, $r(\mathrm{p3})$, $r(\mathrm{p4})$ – tabela 1.

[1] Doktorowi J. Degirmendziciowi z UŁ autorzy składają podziękowanie za skompletowanie danych.

http://rcin.org.pl

Tabela 1. Współczynniki korelacji cząstkowej *r*(p1, ..., p4) i korelacji wielokrotnej *R*(4) średnich miesięcznych i rocznych wartości temperatury na obszarze Polski ze średnimi wartościami ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w punktach 45°N 10°E (p1), 60°N 10°E (p2), 45°N 30°E (p3) i 60°N 30°E (p4). Liczby pogrubione oznaczają współczynniki istotne na poziomie 0,05.

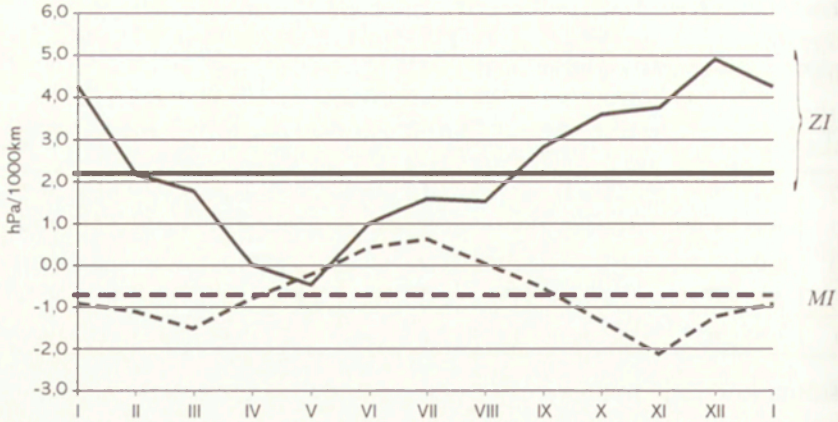
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
r(p1)	**0,64**	0,31	0,02	**–0,51**	–0,05	**–0,41**	0,00	0,06	–0,16	–0,07	–0,09	**0,39**	**0,50**
r(p2)	**–0,88**	**–0,65**	**–0,34**	**–0,39**	**–0,44**	–0,07	–0,04	–0,28	**–0,56**	**–0,55**	**–0,53**	**–0,64**	**–0,57**
r(p3)	0,06	0,26	**0,44**	**0,61**	0,26	**0,49**	–0,08	–0,07	**0,33**	0,27	0,24	0,09	–0,18
r(p4)	**–0,45**	–0,05	–0,17	0,03	**0,52**	**0,42**	**0,49**	**0,40**	**0,61**	0,10	0,18	0,14	**0,40**
R(4)	**0,93**	**0,84**	**0,75**	**0,66**	**0,62**	**0,66**	**0,63**	0,42	**0,70**	**0,63**	**0,56**	**0,76**	**0,72**

Istotna korelacja temperatury z ciśnieniem w wyznaczonych punktach utrzymuje się w ciągu całego roku; charakterystyczne są jednak zmiany konfiguracji pola ciśnienia, oddziałującego znacząco na temperaturę w poszczególnych miesiącach. Niewątpliwie najistotniejszy wpływ na temperaturę w Polsce wywiera ciśnienie w punkcie p2 (południowa Norwegia) – niskie ciśnienie w tym miejscu powoduje wzrost temperatury i odwrotnie. Szczególnie silna jest ta zależność w zimie – w styczniu np. współczynnik korelacji cząstkowej przyjmuje wartość –0,88. Mniej znacząca korelacja występuje między temperaturą i ciśnieniem w punkcie p4 (rejon St. Petersburga): z wysokim ciśnieniem w tym punkcie skorelowana jest niska temperatura w zimie (styczeń) i wysoka temperatura w sezonie maj–wrzesień. Ciśnienie w punkcie p3 (wybrzeże Rumunii) oddziałuje na temperaturę głównie w przejściowych porach roku: w marcu, kwietniu, wrześniu, a także i w czerwcu. Słabiej zaznacza się wpływ ciśnienia „za Alpami" (p1) na temperaturę. Jest on znaczący jedynie w styczniu, kwietniu, czerwcu i grudniu (tab. 1).

Sumaryczny wpływ ciśnienia w czterech rozpatrywanych punktach na temperaturę nasila się w zimie; współczynnik korelacji wielokrotnej w styczniu osiąga wartość 0,93. Oznacza to, iż ponad 86% wariancji średnich miesięcznych wartości temperatury w styczniu jest zdeterminowana zmiennością ciśnienia. Warto dodać, że w przypadku stycznia jest to zmienność ciśnienia w trzech punktach – p1, p2 i p4 – gdyż korelacja temperatury z ciśnieniem w punkcie p3 jest bliska zera. W cieplej polowie roku korelacja temperatury z ciśnieniem słabnie, a w sierpniu staje się nieistotna.

Oddziaływania pola ciśnienia na temperaturę następują wskutek kształtowanych przez gradient ciśnienia kierunków i nasilenia adwekcji mas powietrznych. Narzędziem śledzenia tych oddziaływań są wskaźniki cyrkulacji – strefowe (międzyrównoleżnikowe) i południkowe gradienty ciśnienia. Wykazują one charakterystyczną zmienność sezonową, jak również istotne wahania z roku na rok. Na analizowanym obszarze Europy Środkowej średnie miesięczne wartości wskaźnika cyrkulacji strefowej (zachodniej) osiągają maksimum w grudniu (4,94 hPa/1000 km), ich minimum przypada na maj (–0,45 hPa, co oznacza składową wschodnią) (ryc. 1). W 50-leciu 1951–2000 wskaźnik ten wykazywał tendencję rosnącą – zwiększył się o 1,25 hPa.

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Średnie miesięczne i roczne wartości wskaźnika cyrkulacji strefowej (*ZI*) i południkowej (*MI*) [hPa/1000 km]

Mean monthly and annual values for indices of zonal circulation (*ZI*) and meridional circulation (*MI*) [hPa/1000 km]

Temperatura w chłodnej polowie roku (X–III) jest znacząco skorelowana z wahaniami wskaźnika cyrkulacji strefowej – wzrostem strefowego gradientu ciśnienia odpowiadają przyrosty temperatury i odwrotnie. Istotne ujemne współczynniki korelacji świadczą o wpływie nasilenia cyrkulacji strefowej na spadek temperatury w Polsce latem (czerwiec, lipiec) (tab. 2).

Tabela 2. Współczynniki korelacji liniowej (*r*) średnich miesięcznych wartości temperatury na obszarze Polski ze wskaźnikiem cyrkulacji strefowej (*ZI*)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
r	0,82	0,81	0,67	0,00	0,05	–0,31	–0,55	–0,17	0,04	0,33	0,41	0,66

Średnie miesięczne wartości wskaźnika cyrkulacji południkowej zmieniają się w ciągu roku od –2,09 hPa w listopadzie (składowa południowa) do 0,65 hPa w lipcu (składowa północna). Jedynie w kwietniu składowa południowa cyrkulacji osiąga przewagę nad składową zachodnią (ryc. 1). W ciągu 50-lecia składowa północna wykazywała tendencję rosnącą: gradient ciśnienia wzrósł o 0,6 hPa.

W przeciwieństwie do strefowych gradientów ciśnienia, różnice ciśnienia między południkami oddziałują na temperaturę w przejściowych porach roku (tab. 3). Najsilniejszy wpływ na temperaturę wywierają południkowe gradienty ciśnienia we wrześniu: przyrostowi ciśnienia ku wschodowi odpowiadają spadki temperatury. Podobna sytuacja występuje w październiku, kwietniu i maju. W pozostałej części roku korelacja temperatury z południkowymi gradientami ciśnienia nie jest istotna.

http://rcin.org.pl

Tabela 3. Współczynniki korelacji liniowej (*r*) średnich miesięcznych wartości temperatury na obszarze Polski ze wskaźnikiem cyrkulacji południkowej (*MI*)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
r	0,02	0,08	0,12	–0,56	–0,52	–0,37	0,07	–0,14	–0,64	–0,34	–0,23	–0,02

Temperatura a wiatr geostroficzny nad środkową Europą

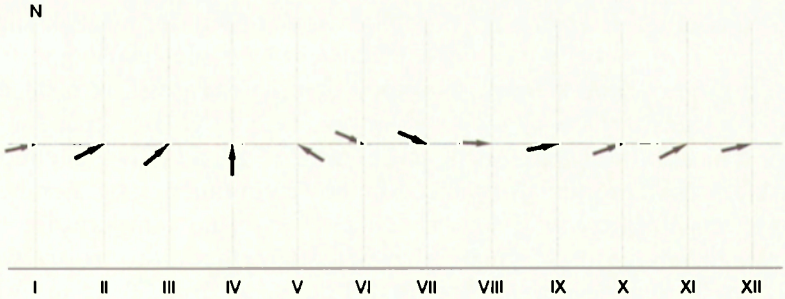
Średnia prędkość wiatru geostroficznego zmienia się od 1,4 ms^{-1} w maju do 4,0 ms^{-1} w grudniu. Są to wartości obliczone na podstawie prędkości z kolejnych lat okresu 1951–2000 i bez uwzględnienia zmian kierunku wiatru geostroficznego w tym okresie (*VG* w tab. 4). Wektor wiatru geostroficznego, określony na podstawie średnich 50-letnich wartości ciśnienia, cechuje się oczywiście niższą wartością skalarną (*Vg*): jest to wypadkowa wektorów o różnych kierunkach. Względną różnicę (*VG*–*Vg*)/*VG* można uznać za miarę zmienności kierunku wiatru geostroficznego w analizowanym okresie. Okazuje się, że jest ona największa w maju, a najmniejsza w grudniu (tab. 4).

Tabela 4. Średnie miesięczne i roczne prędkości wiatru geostroficznego [ms^{-1}]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
VG	4,00	3,39	3,11	1,58	1,36	1,40	1,68	1,74	2,43	3,40	3,77	4,01	2,66
Vg	2,84	1,61	1,55	0,54	0,36	0,76	1,21	1,08	1,98	2,59	2,86	3,32	1,73
i	0,29	0,53	0,50	0,66	0,74	0,46	0,28	0,38	0,19	0,24	0,24	0,17	0,36

VG – średnie wartości z lat 1951–2000, *Vg* – średnie obliczone na podstawie uśrednionego pola ciśnienia, *i* – indeks zmienności.

Kierunki wiatru geostroficznego w miesiącach letnich reprezentują sektor północno-zachodni (azymut około 290° w czerwcu i lipcu), w pozostałej części roku mają składową południową – kierunki WSW i SW w jesieni i zimą zmieniają się na wiosnę na S i SE (kwiecień i maj) (ryc. 2). Zwraca uwagę zmiana kierunku wiatru na przełomie maja i czerwca: wiatr SE zmienia się na NW. Można uznać, że



Ryc. 2. Kierunek wiatru geostroficznego

Direction of geostrophic wind

http://rcin.org.pl

ten zwrot wiatru sygnalizuje nadejście letniego „monsunu europejskiego", którego istnienie na nowo potwierdzają klimatolodzy (Kossowska-Cezak, 1994).

Średnie wartości temperatury powietrza w Polsce zależą zarówno od prędkości, jak i od kierunku wiatru geostroficznego. Od września do marca korelacja temperatury z prędkością wiatru jest dodatnia, najsilniejsze związki korelacyjne występują w styczniu i lutym (tab. 5). Warto zauważyć, że w tym okresie dominują południowo-zachodnie kierunki wiatru geostroficznego (ryc. 2). W pozostałej części roku korelacja temperatury i prędkości wiatru geostroficznego jest bliska zera lub ujemna, ale tylko w lipcu można uznać ją za istotną (tab. 5). Kierunek wiatru w tym miesiącu ma składową północną.

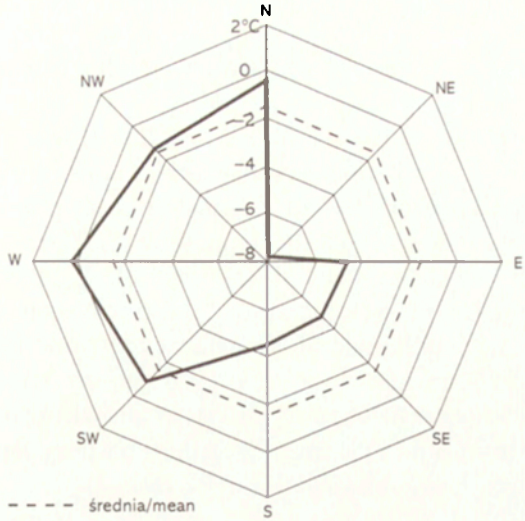
Tabela 5. Współczynniki korelacji liniowej (r) temperatury w Polsce z prędkością wiatru geostroficznego

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
r	0,82	0,72	0,64	–0,05	0,09	–0,28	–0,49	–0,14	0,11	0,42	0,45	0,64

Wpływ kierunku wiatru na temperaturę zaznacza się najsilniej w zimie. Na rycinie 3 przedstawiono zróżnicowanie średniej temperatury w Polsce w zależności od kierunku wiatru geostroficznego w miesiącach zimowych (XII–II). Najwyższe średnie wartości temperatury (+0,2°C) towarzyszą zachodniemu kierunkowi wiatru geostroficznego, najniższe – południowo-wschodniemu (–4,6°C) i wschodniemu (–4,5°C). Tylko w jednym przypadku (luty 1985) wystąpił północno-wschodni kierunek wiatru; temperatura średnia wyniosła wówczas –7,8°C. Kierunki od SW do N „przynoszą" temperaturę wyższą od średniej 50-letniej, kierunkom od NE do S odpowiadają ujemne odchylenia temperatury w miesiącach zimowych. Uwzględniając różnice między wiatrem geostroficznym a kierunkiem cyrkulacji w przyziemnych warstwach atmosfery (wiatrem geotryptycznym) otrzymany obraz zróżnicowania temperatury w zimie w zależności od kierunku cyrkulacji można uznać za wyraz oddziaływań adwekcji kontynentalnych i oceanicznych mas powietrznych na temperaturę w tym sezonie. Największy kontrast termiczny widzimy „w okolicach" kierunku S i N. O znaku anomalii termicznych w zimie decyduje więc składowa strefowa cyrkulacji.

Począwszy od kwietnia aż do listopada (z wyjątkiem lipca) o temperaturze decyduje w większym stopniu północna składowa wiatru geostroficznego. Dowodzą tego współczynniki równań regresji wielokrotnej, opisującej związek temperatury z wartością składowej północnej i składowej zachodniej wiatru geostroficznego (tab. 6). Bezwzględne wartości współczynników regresji określających siłę związku temperatury ze składową V_N w sezonie IV–XI (bez lipca) są większe od współczynników charakteryzujących związek ze składową zachodnią V_W. Wszystkie współczynniki dotyczące składowej północnej są ujemne; warto zauważyć najsilniejszy wpływ adwekcji północnej na temperaturę w maju. Składowa zachodnia przyczynia się do wzrostu temperatury w przeważającej części roku – od września do maja, najsilniej w styczniu. W lecie (VI–VIII), a szczególnie w lipcu, składowa zachodnia obniża średnią temperaturę w Polsce. Ogólne oddziaływania cyrkulacji (prędkości i kierunku wiatru geostroficznego)

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Średnie wartości temperatury w miesiącach zimowych (XII–II) w zależności od kierunku wiatru geostroficznego

Mean values for air temperature in winter months (XII–II) in relation to direction of geostrophic wind

na temperaturę w Polsce w ciągu roku odzwierciedlają współczynniki korelacji wielokrotnej (tab. 6). Są one najwyższe w zimie (w styczniu R = 0,88), słabsze w lecie. Sierpień odznacza się najsłabszym związkiem temperatury ze składowymi wiatru geostroficznego.

Podobne oceny związków temperatury z cyrkulacją otrzymano wykorzystując składowe wiatru geostroficznego, określone przez M. Miętusa (2001) w odniesieniu do obszaru nad południowym Bałtykiem (trójkąt Świnoujście–Visby–Hel). Według tych danych, północna składowa wiatru geostroficznego nad Bałtykiem wpływa na obniżenie temperatury w Polsce (najsilniej w kwietniu), zachodnia składowa wywołuje ocieplenie w okresie od września do marca (najsilniejszy wpływ zachodniej cyrkulacji na temperaturę występuje w styczniu), w pozostałych miesiącach, szczególnie w lipcu – wywołuje oziębienie. Współczynniki korelacji wielokrotnej zmieniają się od 0,72 w styczniu do 0,38 w sierpniu (por. tab. 6).

Tabela 6. Współczynniki równań regresji (a, b, c) i korelacji wielokrotnej (R) średniej temperatury powietrza na obszarze Polski ze składową zachodnią (V_W) oraz składową północną (V_N) wiatru geostroficznego (wg danych z okresu 1951–2000)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
a(V_W)	0,98	0,92	0,65	0,12	0,08	–0,27	–0,71	–0,18	0,09	0,32	0,53	0,75
b(V_N)	–0,60	–0,40	–0,30	–0,88	–0,98	–0,57	–0,52	–0,46	–0,91	–0,39	–0,58	–0,47
c	–5,3	–3,1	1,1	7,0	12,6	16,6	18,7	17,4	12,7	7,4	1,2	–3,1
R	**0,88**	**0,83**	**0,69**	**0,57**	**0,53**	**0,47**	**0,59**	**0,35**	**0,65**	**0,58**	**0,65**	**0,73**

http://rcin.org.pl

Wieloletnie trendy zmian temperatury i wiatru geostroficznego

Związki wahań temperatury w Polsce ze zmianami wiatru geostroficznego znajdują swój wyraz w wieloletnich tendencjach zmian warunków termicznych i cyrkulacyjnych. Statystyczny charakter określonych zależności powoduje jednak, że nie wszystkie tendencje zmian temperatury – można „przewidzieć" na podstawie przedstawionych w tabeli 6 równań regresji. W tabeli 7 przedstawiono współczynniki trendu liniowego temperatury w Polsce w latach 1951–2000 na tle współczynników trendu zmian składowych wiatru geostroficznego.

Kierunek trendu temperatury jest na ogół zgodny z trendem cyrkulacji zachodniej; w analizowanym okresie obserwowano zarówno ocieplenie, jak i rozwój nasilenia cyrkulacji zachodniej. Średnio w roku wystąpiły istotne trendy rosnące temperatury i zachodniej składowej V_W (tab. 7).

Tabela 7. Współczynniki trendu liniowego zmian temperatury T (°C/10 lat) oraz składowej zachodniej V_W i składowej północnej V_N wiatru geostroficznego (ms^{-1}/10 lat) w okresie 1951–2000. Pogrubione liczby oznaczają trend istotny na poziomie 0,05.

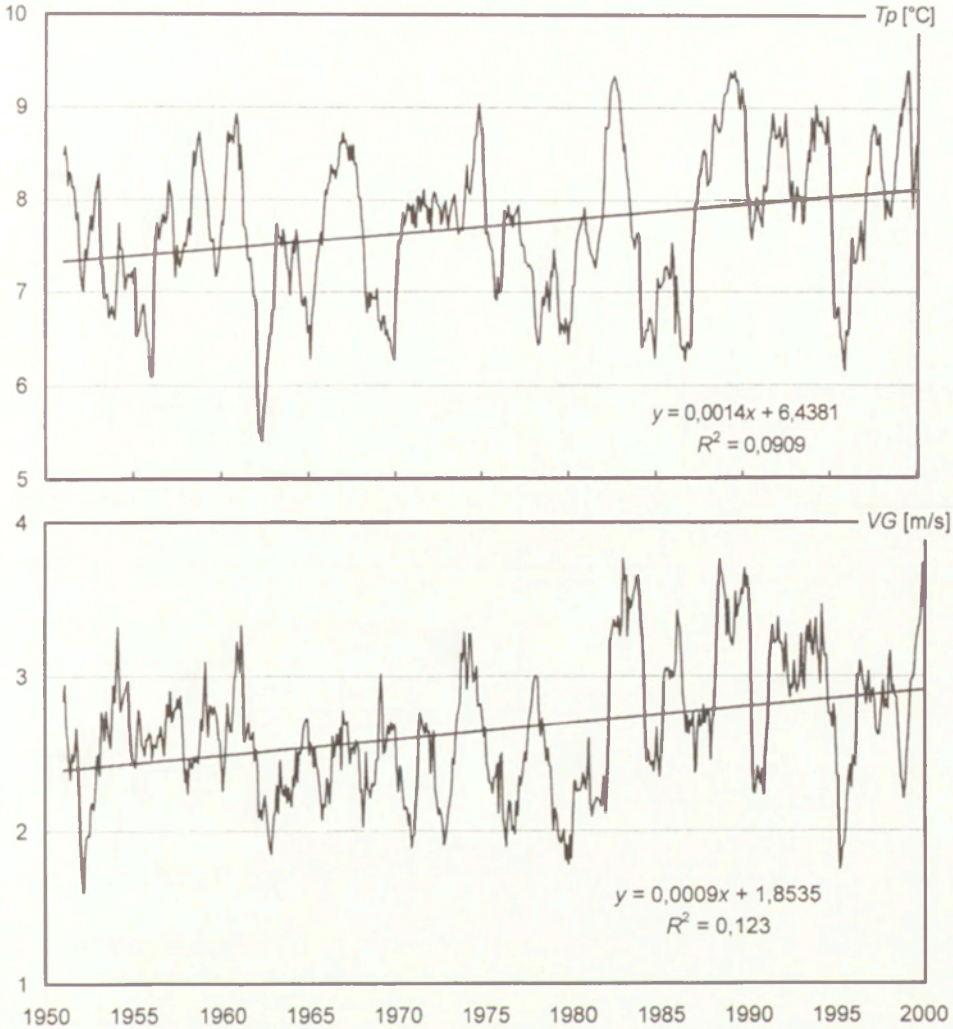
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
T	0,42	0,64	**0,56**	0,23	**0,31**	−0,12	0,05	0,14	−0,01	0,06	−0,17	−0,02	**0,17**
V_W	0.51	**0,77**	0,47	0,03	0,04	0,13	−0,04	−0,07	−0,24	0,05	0,11	0,22	**0,17**
V_N	0,23	0,17	−0,05	0,04	−0,11	−0,04	−0,04	−0,04	−0,04	0,05	0,13	**0,33**	0,02

Tempo przyrostu składowej zachodniej wynosiło 0,17 ms^{-1} w ciągu 10 lat; trend składowej północnej był nieistotny (0,02 ms^{-1} na 10 lat). Zbliżone oceny otrzymano określając tendencje składowych wiatru geostroficznego nad południowym Bałtykiem na podstawie danych M. Miętusa (2001). W tym przypadku jednak znacząco rosła składowa północna wiatru (0,18 ms^{-1} na 10 lat), mniejszym tempem odznaczał się wzrost składowej zachodniej (0,1 ms^{-1} na 10 lat).

Obserwowano znaczący trend rosnący wypadkowej prędkości wiatru geostroficznego, szczególnie wyraźne „ożywienie" cyrkulacji nastąpiło po 1980 r. (ryc. 4). Ten wzrost nasilenia adwekcji na analizowanym obszarze jest zgodny z przyrostem wiatru geostroficznego nad Niemcami, który stwierdzili R. Heino i inni (1999). Warto też podkreślić zbieżność omawianej tendencji z rozwojem „epoki cyrkulacyjnej" odznaczającej się najwyższym od początku XX wieku nasileniem adwekcji zachodniej (Degirmendžić i inni, 2000). Rozwój strefowych form cyrkulacji w latach 1980. stwierdzono też badając zmienność wskaźnika cyrkulacji między 35 i 65 równoleżnikiem na całej półkuli północnej (Kożuchowski, 1993). Rosła jednak nieznacznie także składowa północna V_N (ryc. 5). W grudniu wystąpił istotny trend rosnący V_N (tab. 7).

Znaczący trend składowej zachodniej pojawił się natomiast w lutym, temperatury – w marcu i maju. Być może ta koincydencja odzwierciedla znaną prawi-

http://rcin.org.pl



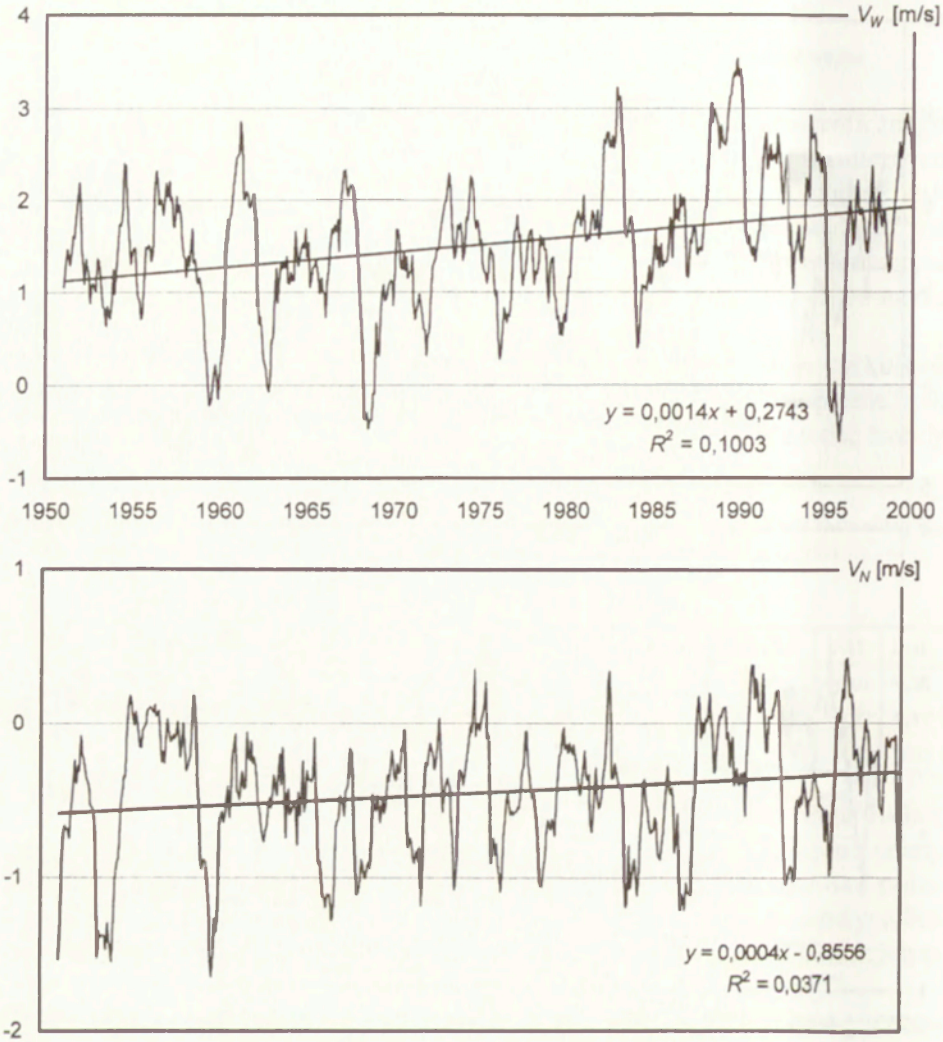
Ryc. 4. Średnie ruchome 12-miesięczne wartości temperatury (*Tp*) w Polsce i prędkości wiatru geostroficznego (*VG*) oraz ich trendy liniowe w okresie 1951–2000

Travelling 12-monthly mean values for air temperature in Poland and velocities of geostrophic wind pluslinear trends in the period 1951–2000

dlowość, że po cieplej zimie następuje ciepła wiosna (por. Kożuchowski i inni, 1994). Zniżkowy, choć nieistotny trend temperatury w grudniu można łączyć z istotnym przyrostem składowej północnej wiatru geostroficznego. Lekkie oziębienie we wrześniu i listopadzie zapewne wiąże się odpowiednio z osłabieniem cyrkulacji zachodniej (V_W) i wzrostem składowej północnej V_N (tab. 7).

Zmiany składowych cyrkulacji atmosferycznej, a szczególnie składowej zachodniej, pozwalają na wyjaśnienie warunków termicznych, które wystąpiły

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Średnie ruchome 12-miesięczne i trendy liniowe składowej zachodniej V_W i składowej północnej V_N wiatru geostroficznego w okresie 1951–2000

Travelling 12-monthly means and linear trends for western V_W and northern V_N components of the geostrophic wind in the period 1951–2000

w Polsce w ostatnim 10-leciu XX wieku. Dekada ta była najcieplejsza w całym 50-leciu 1951–2000, a prawdopodobnie także w całym okresie od początku obserwacji instrumentalnych (Kożuchowski i Żmudzka, 2001). Pewną osobliwością – na tle ogólnego ocieplenia – były w latach 1990. stosunkowo chłodne sezony jesienne i wczesne (chociaż bardzo łagodne) zimy. W tabeli 8 zamieszczono odchylenia temperatury i odchylenia składowych prędkości wiatru geostroficznego w dekadzie 1991–2000 od średnich tych wartości z 50-lecia 1951–2000. Dla prze-

http://rcin.org.pl

biegu odchyleń składowej strefowej V_W charakterystyczne są dodatnie wartości w okresie od grudnia do czerwca. Dodatnie odchylenia temperatury obejmują okres od stycznia do września. Biorąc pod uwagę sezonową zmienność oddziaływań cyrkulacji zachodniej na temperaturę, a także przypuszczalne przesunięcia w czasie odnoszące się do reakcji średnich wartości temperatury na oddziaływania warunków cyrkulacyjnych, można uznać, że dodatnie anomalie termiczne w rozpatrywanym 10-leciu ukształtowały się pod wpływem zmian cyrkulacji zachodniej. Trudniej wyjaśnić wspomnianą „osobliwość" tej dekady – względnie niskie wartości temperatury w październiku, listopadzie i grudniu. W październiku, na przykład, występuje słaba cyrkulacja zachodnia i silniejsza składowa północna, w listopadzie – osłabione obydwie składowe, w grudniu – obie silniejsze, przy tym samym ujemnym znaku anomalii termicznej we wszystkich miesiącach. Jakaś „anomalia" termiczna charakteryzowała być może samą cyrkulację – cechy termiczne napływających mas powietrza.

Tabela 8. Odchylenia średnich 10-letnich wartości temperatury w Polsce (ΔT), prędkości składowej zachodniej (V_W) i składowej północnej wiatru geostroficznego (V_N) w okresie 1991–2000 od średnich z okresu 1951–2000 oraz średnie różnice między estymowanymi i obserwowanymi wartościami temperatury w latach 1991–2000 (ΔT_{est}–T_{obs}).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
ΔT	1,4	1,4	1,0	0,9	0,4	0,2	0,6	0,8	0,2	–0,1	–0,5	–0,3	0,5
ΔV_W	1.4	2,5	0,9	0,2	0,2	0,4	–0,3	–0,3	–1,2	–0,3	–0,7	0,3	0,2
ΔV_N	0,8	0,8	0,5	–0,1	0,2	–0,1	0,0	–0,1	–0,3	0,3	–0,5	0,2	0,2
ΔT_{est}–T_{obs}	–0,5	1,1	–0,6	–1,0	–0,7	–0,2	–0,5	–0,8	0,1	–0,3	0,7	0,6	–0,2

Wykorzystując dane z 40-lecia 1951–1990 określono równania regresji pozwalające oszacować wartości temperatury na podstawie składowych wiatru geostroficznego (analogiczne jak w tab. 6 w odniesieniu do 50-lecia). Dokonano estymacji temperatury w 10-leciu 1991–2000 (tab. 8). Jak widać, oceny średnich miesięcznych wartości temperatury w Polsce na podstawie składowych wiatru V_W i V_N w tym okresie są w większości przypadków „za niskie" w porównaniu z wartościami obserwowanymi. W rzeczywistości było więc w ostatniej dekadzie na ogół cieplej niż by wynikało z cyrkulacyjnych uwarunkowań temperatury: w kwietniu „nadwyżka" wyniosła 1,0°C, w sierpniu 0,8, w maju 0,7, w styczniu i lipcu 0,5°C. Odwrotne relacje wystąpiły tylko w lutym (przy bardzo silnej zachodniej składowej cyrkulacji), we wrześniu i grudniu. Stwierdzono także występowanie analogicznych odchyleń temperatury wyznaczonych na podstawie analizy jej związków z Oscylacją Północnoatlantycką i częstością układów antycyklonalnych (Kożuchowski i inni, 2000). Obserwowane różnice nie przekraczają wprawdzie błędu standardowego estymacji, niemniej jednak wskazują być może na pewną tendencję, charakterystyczną dla ostatniej dekady XX wieku. Okres ten wyróżniał się najwyższymi wartościami temperatury w skali globalnej (World Climate News, 2001). Czynniki adwekcyjne kształtujące temperaturę w Polsce

http://rcin.org.pl

mogły więc przynosić „sygnał" tego ocieplenia, którego wyrazem są określone różnice temperatury obserwowanej w latach 1991–2000 i temperatury odpowiadającej warunkom cyrkulacyjnym.

Podsumowanie

Przedstawiona wyżej klimatologiczna charakterystyka sezonowej i wieloletniej zmienności warunków cyrkulacyjnych i termicznych stanowi pewien przyczynek do poznania „dynamicznych aspektów klimatu Polski" (cyt. wg Parczewskiego, 1971). Reasumując, za najważniejsze wnioski wynikające z analizy 50-letnich serii pomiarowych ciśnienia i temperatury, uznać można następujące spostrzeżenia.

1. Wiatr geostroficzny nad Europą Środkową (10–30°E, 45–60°N) odznacza się charakterystyczną sezonową zmiennością prędkości i kierunku: najsilniejszy jest w grudniu, najsłabszy w maju, jego kierunek zmienia się od WNW w miesiącach letnich do WSW i SW w sezonie jesienno-zimowym i aż do S i SE w kwietniu i maju. Wiatr w grudniu odznacza się zarówno największą prędkością, jak i najbardziej stabilnym kierunkiem. Maksymalna zmienność kierunków występuje w maju. Na przełom maja i czerwca przypada „monsunowy" zwrot wiatru – zmiana kierunku południowo-wschodniego na północno-zachodni.

2. Temperatura w Polsce jest w przeważającej części roku (wrzesień–maj) skorelowana z ciśnieniem na północno-zachodnim krańcu wydzielonego obszaru Europy: im głębsze depresje ciśnienia występują w rejonie południowej Norwegii, tym cieplej jest w Polsce. Na wiosnę, latem i jesienią wzrasta rola ciśnienia panującego na wschodnich krańcach obszaru, tj. na 30 południku. Wpływ konfiguracji pola ciśnienia i zarazem cyrkulacji powietrza na temperaturę zaznacza się najsilniej w styczniu, kiedy ciśnienie determinuje ponad 86% zmienności średnich wartości temperatury, a najsłabiej w sierpniu.

3. Średnia temperatura w Polsce obniża się pod wpływem północnej cyrkulacji w okresie od kwietnia do listopada, a szczególnie w maju i wrześniu. W pozostałej części roku – tj. zimą i w marcu – większe znaczenie ma równoleżnikowy kierunek napływu powietrza: adwekcja zachodnia przynosi ocieplenie. W miesiącach letnich zachodnia adwekcja powoduje ochłodzenie.

4. W 50-leciu 1951–2000 wystąpił znaczący wzrost zachodniej cyrkulacji atmosferycznej; zachodnia składowa wiatru geostroficznego najbardziej wzrosła w lutym. Jednocześnie – szczególnie w grudniu – słabsza stała się cyrkulacja południowa.

5. Obserwowane zmiany warunków cyrkulacyjnych, zwłaszcza po roku 1980, dość dobrze wyjaśniają warunki termiczne, które ukształtowały się w Polsce w końcu XX wieku. Stwierdzono jednakże, iż średnie wartości temperatury na obszarze Polski w ostatniej dekadzie stulecia były nieco wyższe od wartości szacowanych na podstawie odpowiadających temu okresowi wskaźników cyrkulacji (składowych wiatru geostroficznego). Uznano, że różnice tych wartości stanowią przypuszczalnie sygnał globalnego przyrostu temperatury.

http://rcin.org.pl

Piśmiennictwo

Degirmendžić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, *Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 45, 3–4, s. 221–238.

Heino R., Brazdil R., Førland E., Toumenvirta H., Alexandersson H., Beniston M., Pfister C., Rebetez M., Rosenhagen G., Roesner S., Wibig J., 1999, *Progress in the study of climatic extremes in Northern and Central Europe*, Climatic Change, 42, s. 151–181.

Klysik K., Sazonow B. I., 1996, *The influence of deep cyclones and strong anticyclones on winter thermal condition in Europe*, 1900–1990, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 102, s. 221–226.

Kopcewicz T., 1959, *Fizyka atmosfery*, cz. III, PWN, Warszawa.

Kossowska-Cezak U., 1994, *O „monsunie europejskim"*, Przegląd Geofizyczny, 39, 1, s. 65–73.

Kożuchowski K., 1989, *Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura powietrza w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 34, 4, s. 427–435.

–, 1993, *Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationships with air temperature*, International Journal of Climatology, 13, s. 853–864.

–, 1997, *Understanding and assessments of some aspects of climate variation in Poland*, Geographia Polonica, 67, s. 39–58.

Kożuchowski K., Trepińska J., Wibig J., 1994, *The air temperature in Cracow from 1826 to 1990: persistence, fluctuations and the urban effect*, International Journal of Climatology, 14, s. 1035–1049.

Kożuchowski K., Degirmendžić J., Fortuniak K., Wibig J., 2000, *Trends to changes in seasonal aspects of the climate in Poland*, Geographia Polonica, 73, 2, s. 7–24.

Kożuchowski K., Zmudzka E., 2001, *Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury w drugiej polowie XX wieku*, Przegląd Geofizyczny, 46, 1–2, s. 81–90.

Marsz A.A., 1999, *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Przegląd Geograficzny, 71, 3, s. 225–245.

Marsz A.A., Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*, Wyd. WSM, Gdynia.

Marsz A.A., Żmudzka E., 1999, *Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 44, 4, s. 199–210.

Miętus M., 1996, *Zmienność lokalnej cyrkulacji atmosferycznej nad północną Polską i jej związek z elementami klimatu*, Wiadomości IMGW, 19(40), 1, s. 9–30.

–, 1999, *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego*, Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 29.

–, 2001, *Kalendarz lokalnego wskaźnika cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Południowego Bałtyku. Wektor wiatru geostroficznego*, Oddział Morski IMGW, Gdynia (materiały niepublikowane).

Niedźwiedź T., Ustrnul Z., Cebulak E., Limanówka D., 1994, *Long-term climate variations in South Poland due to atmospheric circulation variability*, [w:] R. Heino (red.), *Climate Variations in Europe*, Helsinki, s. 263–277.

Osuchowska-Klein B., 1987, *Zmienność cyrkulacji atmosferycznej w Europie w bieżącym stuleciu*, Przegląd Geofizyczny, 32, 1, s. 49–55.

Parczewski W., 1971, *Dynamiczne aspekty klimatu Polski*, Przegląd Geograficzny, 43, 4, s. 507–520.

Ustrnul Z., 1997, *Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku*, Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 27.

Wibig J., 1995, *The influence of circulation on daily temperatures in Łódź in the period 1930–1990*, [w:] *International Conference on Past, Present and Future Climate*, Helsinki 22–25 August 1995, Publications of the Academy of Finland, 6/95, s. 312–315.

http://rcin.org.pl

–, 2000, *Oscylacja północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu*, Przegląd Geofizyczny, 45, 2, s. 121–137.
–, 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury powietrza i opadów w Europie*, Wyd. UŁ, Łódź.
World Climate News, 2001, 19, WMO, Geneve.

[Wpłynęło: luty 2002 r.]

KRZYSZTOF KOŻUCHOWSKI
ELWIRA ŻMUDZKA

ATMOSPHERIC CIRCULATION AND ITS INFLUENCE ON AIR TEMPERATURE VARIATION IN POLAND

The paper attempts to account for climatic variability of air temperature in Poland on the basis of the characteristics of the air pressure field over Central Europe. The area selected for study stretches between meridians 10 and 30°E and parallels 45 and 60°N. Monthly averages of air pressures at sea level were compiled for points [45°N, 10°E] (p1), [60°N, 10°E] (p2), [45°N, 30°E] (p3), and [60°N, 30°E] (p4), in the period 1951–2000. Average air pressures were calculated for the meridians and the parallels mentioned, gradients of these pressures calculated, and indicators thereby obtained for zonal circulation ($ZI = p45 - p60$) and meridional circulation ($MI = p30 - p10$). The resultant of the zonal and meridional gradients was used to determine the direction and velocity of the average geostrophic wind. A (1951–2000) time series of average monthly temperatures for the area of Poland was calculated on the basis of data from 51 weather stations. Correlation coefficients, as well as simple and multiple regression coefficients were calculated, the latter for the regression models describing how air temperature over Poland depends on air pressure (Table 1), the circulation indicators (Tables 2 and 3), and the direction and velocity of the geostrophic wind (Table 6). Trends to the changes in the components of the geostrophic wind and air temperature in the half-century between 1951 and 2000 (Table 7, Figs. 4 and 5) were also assessed. The influence on air temperature exerted by the configuration of the pressure field and simultaneously by air circulation on air temperature is most distinct in January, when air pressure determines more than 86% of variability in air temperature. It is least distinct in August. The average air temperature in Poland decreases under the influence of the northern circulation in the season between April and November, and especially in May and September. During the remaining part of the year – that is, during winter and in March – greater importance should be attached to the parallel direction of the air inflow: the western advection brings a warming of the air. The summer months the same western advection brings a cooling of the air. In the 50-year period 1951–2000 was characterised bya significant increase in western atmospheric circulation. The largest increase in the western component of the geostrophic wind occurred in February. At the same time, the southern circulation became weaker, especially in December. The observed changes in circulation conditions, and particularly those past 1980 are able to explain quite well the thermal climate developing in Poland at the end of the 20th century (Table 8).

http://rcin.org.pl

D Y S K U S J A

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 605–617

Geomorfolog i filozofia

ANDRZEJ RACHOCKI

Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański,
80-952 Gdańsk 6, ul. R. Dmowskiego 16 A

Wstęp

Wśród geomorfologów dość powszechna jest niechęć do zastanawiania się nad tym, co właściwie, w jaki sposób i po co badają. Niechęci tej nie są w stanie przełamać ani sporadycznie organizowane „sympozjony wybranych", traktowane przez uczestników jak konkursy oczytania w modnych aktualnie publikacjach z zakresu filozofii nauki, ani tomy postsympozjalnych wydawnictw stanowiących – dość niechętnie braną do ręki – ozdobę półek w czytelniach uniwersyteckich bibliotek. Nikogo do namysłu przymusić się nie da, więc i niniejszy artykuł do niczego nie zachęca, ani tym bardziej nie zmusza, jeżeli jednak ktoś go przeczyta, a po przeczytaniu z zawartymi w nim myślami – w części, albo w całości – zgodzi się, bądź je odrzuci, cel jaki przyświecał piszącemu zostanie osiągnięty.

Zainteresowanym rozwojem myśli geomorfologicznej nie obce są publikacje w całości, lub znacznej części, poświęcone narzekaniom na dręczący tę naukę niedorozwój podstaw teoretycznych. Ich autorzy, wywodzący się z ducha empiryzmu, jako niedościgły wzór „uteoretyzowania" – wymieniają fizykę, wpędzając rzeszę geomorfologicznych wyrobników w kompleks niższości i frustrację. Rzesza ta z pewnością nawet nie słyszała, że wkrótce światowa geomorfologia będzie celebrować jubileusz słynnego zdania R.J. Chorleya, który przed ćwierć wiekiem napisał: „Kiedykolwiek ktoś wspomni przy geomorfologu o teorii, ten instynktownie łapie za świder glebowy" (Chorley, 1978, s. 2). Należy przypuszczać, że albo po to, by żerdzią przegonić teoretyka; albo, by zlekceważywszy go, wziąć się za wykonywanie kolejnego „odwiertu ręcznego", mającego – po odpowiednim zinterpretowaniu – potwierdzić słuszność jego morfogenetycznej intuicji obywającej się bez jałowego teoretyzowania. Taka postawa, chociaż świadczy o braku ogłady, nie jest wyłącznie przejawem umysłowego zdziczenia, spowodowanego częstszym obcowaniem z samym sobą, świdrem, łopatą i kompasem geologicznym niż dziełami traktującymi o filozofii nauki. Bowiem geomorfolog wie, że w przeciwieństwie do fizyka, którego pierwszy elektron, foton czy neutrino mionowe niczym nie różni się od setnego czy miliard sto dziewiętnastego;

http://rcin.org.pl

on za każdym razem będzie zaskakiwany czymś nowym, najwyżej trochę tylko podobnym do tego, co już kiedyś gdzieś widział – lub o czym czytał – i co ma swoją dłuższą lub krótszą historię, dzięki której stało się niepowtarzalnym indywiduum. W tej sytuacji fizykowi opłaca się popracować nad teorią, ponieważ – jeśli okaże się w miarę dobra – będzie mógł przewidywać, co stanie się – lub, co w tych samych warunkach zrobi – zarówno pierwszy jak i bilionowy obiekt jego zainteresowań. Dla geomorfologów jest to nieosiągalne, nic więc dziwnego, że teorii – na wzór fizycznych – nie tworzą, bo z czego i po co. Jedyne co im pozostaje, to, w stanie intelektualnego niedosytu, wyrażenie czasami niezadowolenia z istniejącego stanu rzeczy: „Gdyby istniał miliard planet podobnych do Ziemi (tak jak możliwe jest istnienie miliarda jednakowych kuleczek) i gdybyśmy byli w stanie obserwować na nich ewolucję łańcuchów górskich lub gigantycznych kanionów (tak jak możemy obserwować ruchy miliarda kulek), gdybyśmy mogli dokonywać eksperymentów z tymi rozległymi formami (jak możemy z miliardem kulek), wówczas niewątpliwie bylibyśmy w stanie formułować szczegółowe teorie dotyczące prawidłowości obserwowanych w badanych formach tak, jak teraz czynimy to w odniesieniu do elementarnych oddziaływań fizycznych i reakcji chemicznych." (Watson, 1969, s. 493 – tłum. A.R.). Oczywiście na stan rzeczy nie ma to wpływu, ponieważ aktualnie jest tylko jeden Wielki Kanion, Dolina Dolnej Wisły i Hindukusz, zaś nic co istniało w przeszłości lub powstanie w przyszłości, nie było i nie będzie identyczne, w najlepszym razie zostało lub zostanie uznane za podobne. Złożoność indywidualnych historii poszczególnych form rzeźby chroni prawa autorskie procesów rzeźbotwórczych zarówno przed naturą, by nie ulegała pokusie tworzenia replik, jak i przed geomorfologami, by zbyt ochoczo nie folgowali chęciom formułowania quasi-fizycznych „praw rozwoju rzeźby".

Oczywiście ze zbioru opisów podobnych genetycznie form, np. dolin rzecznych, można wyekstrahować pewne parametry przekształcając je w masę podatną na obróbkę metodami statystyki matematycznej. Zauważmy jednak, że zmianie ulega przedmiot badań, którym przestają być doliny rzeczne, a stają się wyrażane liczbowo wielkości takie jak: długość, krętość, głębokość bądź nachylenie zboczy zazwyczaj używane do ich opisu. Takie próby upodobnienia geomorfologii poprzez matematyzację, a właściwie „statystyzację", do nauk uznanych za reprezentujące wysoki stopień zaawansowania teoretycznego, chętnie podejmowano w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych, oraz nieco mniej chętnie w osiemdziesiątych. Ich założenie było proste: nie jest zbyt ważne co, ważne żeby dało się policzyć. I liczono, korelowano, wyprowadzano empiryczne wzory do zastosowania „tu i teraz", by dawały świadectwo, że ich twórcy płyną z nurtem metodologicznych przemian. Dziś, po ochłonięciu, niektórzy spośród czynnych niegdyś uczestników spontanicznej matematyzacji geomorfologii, nie mogą wyjść ze zdumienia, iż wielka rewolucja metodologiczna tak niewiele po sobie pozostawiła. Częściowo tłumaczy to rezerwę, z jaką obecnie odnoszą się do teorii, ale tylko częściowo. Bowiem ich rozczarowaniu winna jest nie teoria i jej nadmiar czy

http://rcin.org.pl

niedostatek, lecz wykazany przez nich samych brak zastanowienia nad tym, co chcą robić i co z tego w sensie poznawczym wyniknie. Ani A.N. Strahler, przeszczepiający na grunt geomorfologii statystyczne podejście do badań elementów form rzeźby (stoków) w gliniance Perth Amboy (Strahler, 1956), ani S.A. Schumm – tamże kontynuujący badania zapoczątkowane przez swego mistrza (Schumm, 1956) – nie podejrzewali, że kłopot z małymi formami, których powstawanie i transformacje dokonują się jeśli nie wręcz „na oczach obserwatora", to w tempie umożliwiającym ich rejestrację w ciągu jego życia, jest wcale nie mniejszy – choć zupełnie innego rodzaju – niż w przypadku wielkich form, gdzie obserwowalne efekty przemian ukazują się po czasie beznadziejnie długim w porównaniu z długością życia najdłużej żyjącego geomorfologa. Oddajmy ponownie głos Watsonowi.

„Z faktu, że świat opisujemy – bądź jesteśmy zmuszeni opisywać – w określony sposób nie wynika, że jest on taki jakim go opisaliśmy. Leopold i Langbein (1963 – przyp. A.R.) wyrażają przekonanie, że np. żłobków deszczowych na stoku nie da się opisać inaczej niż w kategoriach statystycznych, na podstawie których nie sposób orzec nic pewnego, co odnosiłoby się do konkretnych form. Twierdzą oni, że chociaż każdy żłobek musi przebiegać w jakimś kierunku, kierunek ten jest sprawą czystego przypadku. Nie zgadzam się z tym. Opisane jako przypadkowe kierunki biegu żłobków nie świadczą bynajmniej, że zachowanie się poszczególnych strug, które je wyżłobiły było także całkowicie przypadkowe, a świat jest indeterministyczny." I dalej: „Ale co z dokładnym przewidywaniem kierunku płynięcia strug rzeźbiących żłobki? Mamy chyba prawo oczekiwać, że uczony jest w stanie przewidzieć je, wyjaśnić i opisać nie tylko w kategoriach ogólnych warunków klimatycznych i litologicznych, ale także pod względem dokładnych różnic rozkładu natężenia opadu, mikrozróżnicowań litologii i struktury materiału oraz spadków. Dysponując takimi danymi może on sformułować prawa hydrologiczne umożliwiające wyjaśnienie i (lub) przewidywanie dokładnego kształtu każdej, nawet małej formy. Znajdujące się na tym samym stoku żłobki różnią się właśnie dlatego, że każdy z nich powstaje pod wpływem innych mikrouwarunkowań, choć zarazem wszystkie podlegają jednakim uwarunkowaniom w skali makro. Wniosek jaki ostatecznie formułują Leopold i Langbein jest następujący: nie dlatego posługujemy się opisem statystycznym, że świat jest w zasadzie indeterministyczny, lecz dlatego, że dostrzegamy w tym praktyczny sposób pozwalający uniknąć nadmiernie szczegółowych badań." (Watson, 1969, s. 494 – tłum. A.R.)

Po przeczytaniu obu cytatów nasuwa się myśl, że w przypadku geomorfologii klasycznej niedostatki danych obserwacyjnych geomorfologowie zmuszeni byli (i są) – lepiej lub gorzej – uzupełniać grą wyobraźni, podczas gdy w geomorfologii dynamicznej, dławiąc się niekiedy nadmiarem danych oraz wiedzy o zależnościach i interakcjach wiążących materiał i procesy, i tak narażają się na zarzut, że wiedzą za mało. Bo gdyby wiedzieli więcej (czytaj: – mieli jeszcze więcej danych),

http://rcin.org.pl

mogliby wszystko przedstawić w postaci eleganckich ciągów przyczynowo-skutkowych, bez konieczności uciekania się do epistemologicznie podejrzanej statystyki. Tytułem komentarza można dodać, że gdyby rzucający kośćmi był w stanie określić wszystkie mikrowarunki towarzyszące tej czynności, a następnie rzucał z wykorzystaniem zdobytej wiedzy, za każdym razem wyrzucałby same szóstki. Nie ma metod ani procedur pozwalających na nieograniczoną dokładność badań, a zachodzi obawa, że do stworzenia postulowanego przez Watsona w pełni deterministycznego obrazu rozwoju żłobków deszczowych na stoku, nawet ona mogłaby okazać się niewystarczająca.

Efekty „rewolucji dynamicznej" oceniane są obecnie różnie, co nie zmienia faktu, że była ona wyrazem protestu pokolenia badaczy znudzonych i zniecierpliwionych koniecznością dopasowywania tego, co obserwowali do tego, co się kiedyś komuś wydawało, czyli do wyidealizowanych scenariuszy genezy i przekształceń zespołów form rzeźby. Dziś, kiedy paradygmat „dynamiczny", poza sferą badań stosowanych, nie traci mocy heurystycznej tylko dlatego, że poza nią nigdy jej nie miał; nikt się nie buntuje, ani nie domaga jego zmiany, a to może oznaczać, że: albo jest na to za wcześnie, albo nikt nie ma pomysłu na zmianę, lub – co najgorsze – wszystkich istniejący stan rzeczy zadowala, czyli w gruncie rzeczy jest im obojętne jak jest. A to, uzupełnione skąpą ilość środków na badania, skutecznie podkopuje w geomorfologach (nie tylko polskich) i tak wątłą wiarę w sens dokonywania kolejnej rewolucji metodologicznej w marginalizującej się nauce, której kondycja i osiągnięcia nie budzą większego zainteresowania. Choć z drugiej strony, jeśli jest się geomorfologiem z własnego wyboru, obojętność wobec tego, co się – w tworzonej także przez siebie nauce – dzieje, jest chyba nie całkiem na miejscu. A dzieje się różnie i to niezależnie od wielkości środków. Jeszcze niedawno, ubożsi z jawną zazdrością patrzyli na tych, których było stać na budowę i wyposażanie w najnowocześniejszy sprzęt laboratoriów – świątyń badania współczesnych procesów morfogenetycznych. Kiedy po, dość rychłym zresztą, wypaleniu się pomysłów na wykorzystanie aparatury, ich mury opuścili niegdysiejsi arcykapłani dynamiczno-eksperymentalnej geomorfologii fluwialnej, eolicznej czy peryglacjalnej, a w ślad za nimi chyłkiem wyniosły się tłumy wyznawców, nikt już nikomu i niczego nie zazdrości. W końcu na zakup komputera umożliwiającego uprawianie wirtualnej geomorfologii czy zabaw z fraktalami stać i średnio zamożnych, zaś zachętę do tego typu działań można znaleźć nawet w czasopismach uchodzących za poważne – „Potrzebujemy miary form krajobrazu, wykraczającej poza strukturę i proces, geometrię i wielkość." (Culling i Datko, 1987, s. 370).

I tak, od mody do mody – którą i w nauce narzucają kreatorzy (Sherman, 1996) – miotają się geomorfologowie, pozostawiając wiele spraw niedokończonych, co budzi zdumienie bardziej na nią odpornych: „Czemu tak się dzieje, iż geomorfologowie okresowo (a może cyklicznie?) popadają w szaleństwo porzucając starych bogów–paradygmaty by iść za nowymi? Czy źródłem tego zjawiska są obawy zrodzone z przekonania o słabości naukowego statusu ich przedmiotu

http://rcin.org.pl

i tych, którzy go uprawiają? Czy można ich z tego uleczyć?" (Kennedy, 1975, s. 154). W tej pogoni za podpatrywanymi w innych naukach nowinkami dającymi się przenieść na grunt własnej nauki, jedni geomorfologowie jeszcze nie otrząsnęli się z prymitywnego scjntyzmu, drudzy zaś są postrzegani już jako post-postmoderniści, rozglądający się jak bez uszczerbku na honorze w jego pobliże powrócić, a za nimi – łapiąc w biegu najbardziej aktualne idee – usiłuje nadążyć ich umiłowana córka – geomorfologia. W tym wszystkim musi budzić (i budzi) zdumienie, że geomorfologowie usiłujący leczyć swe – po części wmówione im – kompleksy poprzez naśladowanie matematyków i fizyków, przeoczyli akurat to, czego przeoczyć nie powinni. A mianowicie, że prestiż wymienionych nauk wyrósł na podłożu precyzji myślenia, w którym uwagę poświęca się nie tylko temu, o czym się myśli, ale i temu który myśli, naturze relacji łączących go z tym o czym myśli, oraz (jeśli nie jest to przedstawiciel czystej matematyki) przystawalności tego co myśli, do tego, na podstawie czego w ogóle ma o czym myśleć.

Może geomorfolog Chorleya łapie za świder dlatego, że nikt mu nie powiedział, iż namysł nad takimi sprawami może korzystnie wpłynąć na stan uprawianej przez niego nauki, w którym nie będzie (lub będzie znacznie mniej) miejsca na niepewność co do statusu zarówno tej nauki, jak tych, którzy nią się zajmują. A może dlatego, że jego umysłowi w zupełności wystarcza „oczarowanie geomorfologią" w związku z czym nie zamierza psuć sobie zabawy filozofowaniem czy teoretyzowaniem (Baker i Twidale, 1991). Cóż, nie każdy musi lubić filozofię, ale też nikomu nie zaszkodziło zastanowienie się nad tym co robi nawet będąc „oczarowanym", a może zwłaszcza wtedy, bowiem czytając literaturę geomorfologiczną odnosi się wrażenie, iż niemała jej część powstała nie w następstwie namysłu, lecz wyłącznie pod wpływem oczarowania.

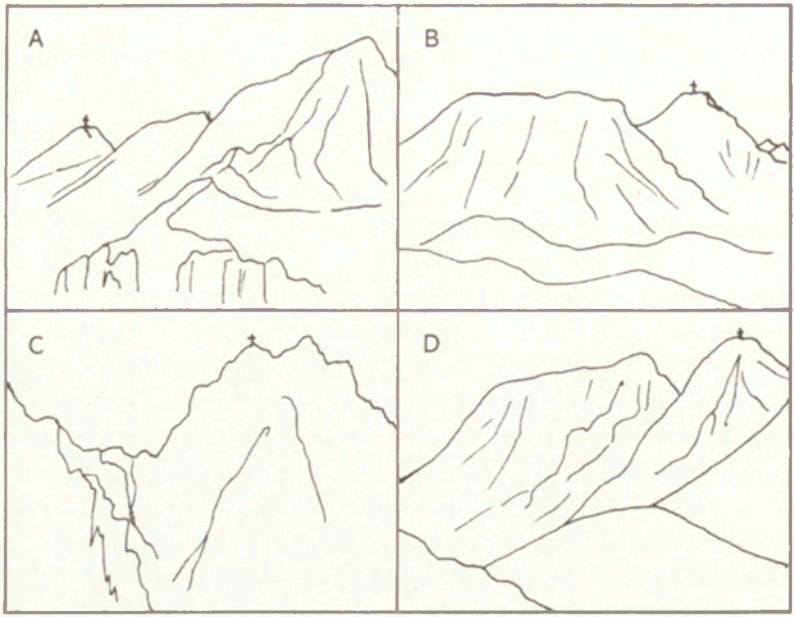
Spróbujmy – nie nazywając tego filozofią, bo zapewne filozofią nie jest – przeanalizować kilka przykładów z „geomorfologicznej codzienności".

Geomorfolog patrzy na rzeźbę

Geomorfologowie badają rzeźbę powierzchni Ziemi oraz kształtujące ją procesy w przeświadczeniu, że dzięki podejmowanym przez siebie działaniom tę rzeźbę i procesy poznają takimi, jakimi one są. Niełatwo więc jest ich przekonać, że nie wiedzą jak ona wygląda i nigdy się tego nie dowiedzą.

Rycina 1 przedstawia Giewont widziany z czterech miejsc. Który widok ukazuje tę górę taką, jaką jest ona „naprawdę", „w istocie", „sama w sobie" czy też „w rzeczywistości"? Wszystkie, żaden czy któryś z nich, a jeżeli tak, to który? Niestety, nie ma sposobu by dowiedzieć się, jak Giewont wygląda „naprawdę" czy „w rzeczywistości", co – przynajmniej w tym przypadku – stawia pod znakiem zapytania sens tak przez wszystkich uczonych cenionego słowa „prawda", a przez realistów – „rzeczywistość". Bowiem dostępna naszemu poznaniu prawda o wyglądzie Giewontu jest nieprzyjemna. Z każdego miejsca wygląda on inaczej, a nie ma takiego miejsca, z którego można go dostrzec takim, jakim jest

http://rcin.org.pl



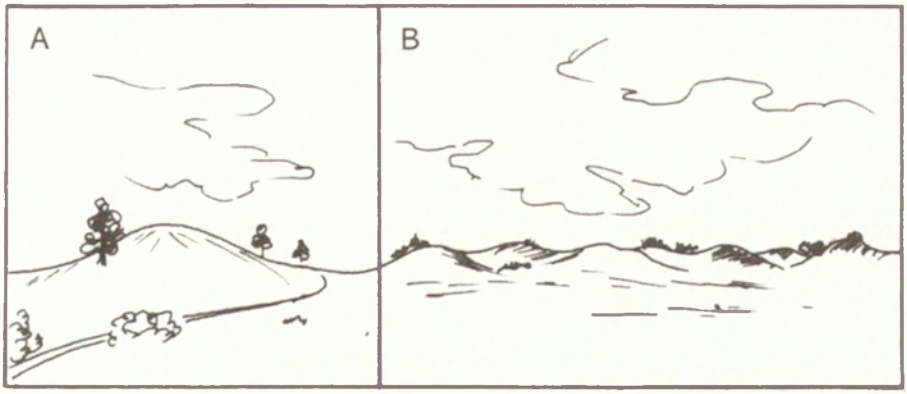
Ryc. 1. Cztery widoki

„naprawdę". Jedyne, co pozostaje, to opisywać (bądź fotografować) go z nieskończonej liczby punktów obserwacji, co wcale nie przybliża do prawdy bardziej niż widok z czterech punktów.

Tyle teoria. W praktyce, i świadom tego, i nie świadom, ale wytrenowany w swym zawodzie geomorfolog, na rycinie, przeźroczu czy fotografii utrwali ten widok, który jego zdaniem, będzie w stanie przekonać innych o trafności jego morfogenetycznych wizji. Nikt przecież nie narazi się na zarzut braku profesjonalizmu ukazując coś, co nazwał „ciągiem moren czołowych subfazy konopielsko-kopściewiańskiej" tak, jak przedstawiono na rycinie 2A. Każdy zrobi to tak jak na rycinie 2B, chociaż oba widoki są jednako prawdziwe lub nieprawdziwe, a na mapie topograficznej, (która jest specyficznym, ale nie uprzywilejowanym z punktu widzenia prawdy, rodzajem widoku „z góry") wygląda to tak (ryc. 3), że ewentualnie można mówić o „grupie" czy „skupisku" wyniosłości bądź pagórków, zaś o „ciągu morenowym" tylko wtedy, kiedy jest on danemu geomorfologowi w danym miejscu koniecznie potrzebny. Czym to skutkuje rozumieją ci geomorfologowie, którzy rozumieją cokolwiek poza geomorfologią. Tym, którzy zadowalają się rozumieniem wyłącznie geomorfologii, przytoczony przykład być może ukaże, dlaczego mimo wkładanego wysiłku czasami jest im trudno ją zrozumieć, albo nie rozumieją jej wcale.

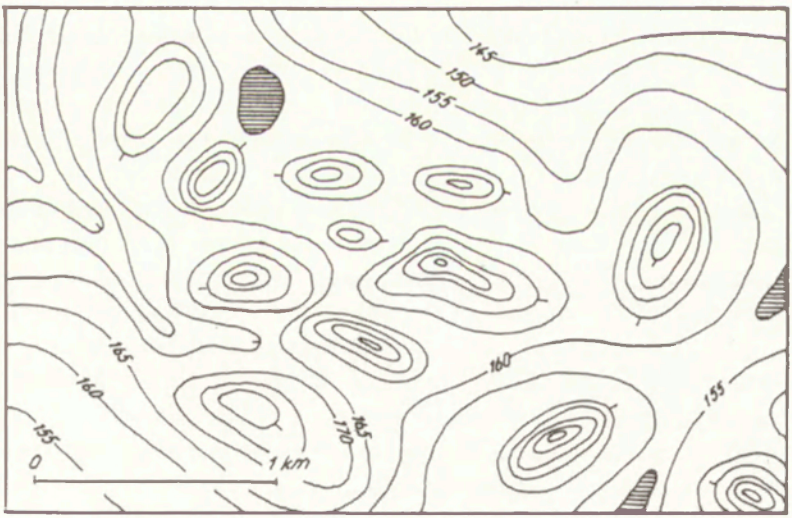
Tak jak rzeźba powierzchni Ziemi, niezależnie od naszego ewentualnego przekonania o jej istnieniu „samym w sobie", dla nas istnieje wyłącznie poprzez naszą percepcję wzrokową, tak i rezultat jej poznania nie jest (bo jak mógłby być) niezależny od badającego, zastosowanych przez niego procedur, użytych przyrzą-

http://rcin.org.pl



Ryc. 2. Ciąg pagórków

dów i interpretacji wyprodukowanych za ich pomocą danych. Ponieważ w porównaniu z większością obiektów swego zainteresowania geomorfolog jest mały, najczęściej postrzega je jako „rozlegle", o „znacznej" albo zgoła „imponującej" wysokości czy głębokości. Trudno by było inaczej, by nawet na – uznanym za wysokiego – geomorfologu mającym 195 cm wzrostu, 50-metrowa wysokość zbocza doliny rzecznej nie wywarła wrażenia „znacznej", a widziana z poziomu gruntu równina o promieniu 5 km i obserwowalnej powierzchni około 80 km² nie była postrzegana jako „rozległa". Cóż dopiero licząca 30–50 km grubości litosfera kontynentalna, czy mający 2–3 km grubości lądolód. Jeżeli jednak ulegając wrażeniom (jak większość ludzi) geomorfolog (jako profesjonalista) skupi uwagę na relacjach między przedmiotami jego zainteresowania, okaże się, że kontynentalna litosfera o grubości imponującej dla geomorfologa, z punktu widzenia globu



Ryc. 3. Obraz poziomicowy

http://rcin.org.pl

ziemskiego, ma grubość oscylującą pomiędzy otoczką bańki mydlanej a skorupką jajka. Zaś proporcja między jej grubością a spoczywającą na niej 3-kilometrowej grubości pokrywą lądolodu (po uwzględnieniu różnic gęstości) wygląda mniej więcej tak, jakby na wierzchu 100-kartkowego brulionu położyć dodatkową kartkę bardzo cienkiej bibułki. Prosta zmiana punktu odniesienia w postrzeganiu form i procesów jest w stanie pomóc geomorfologom w uwolnieniu wielu interpretacji morfogenetycznych i morfodynamicznych od zakorzenionego we wrażeniach „mniesięwydaizmu", a może nawet (choć to mało prawdopodobne) skłonić ich do zrewidowania niektórych z nich.

Geomorfolog rysuje rzeźbę

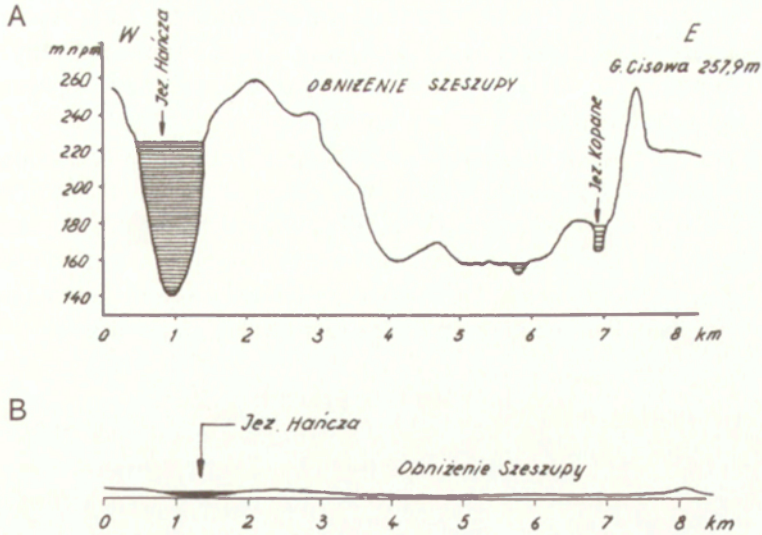
O ile obraz geomorfologa chwytającego za świder jest zabawny, o tyle nie jest taki obraz geomorfologa, który w trakcie rozmowy co chwila sięga po „coś do pisania", by za pomocą paru kresek pomóc słuchającemu zrozumieć, co ma na myśli. Geomorfologowie chętnie posługują się graficzną formą przekazu idei, zrodzonych w ich umysłach. Niestety od początków istnienia geomorfologii robią to w sposób, który miast wzmagać, podważa zaufanie do rezultatów ich pracy. Powodem tego jest nagminnie uprawiana, nie dająca się usprawiedliwić nieświadomością skutków[1], manipulacja podziałkami zwana „przewyższaniem", której źródła można upatrywać w:

- chęci skoncentrowania uwagi słuchacza bądź czytelnika na tym, co zdaniem autora jest istotne, a więc musi być zauważone;
- dążeniu do pokazania wszystkiego na jednej ilustracji;
- przekonaniu, że inaczej się nie da, „bo nic nie będzie widać".

Manipulacja ta jest niebezpieczna, gdyż nie kończy się na rysunkach, lecz atakując przez nie wyobraźnię, odciska swe piętno na procesach myślenia tych, którzy je stworzyli i na ich podstawie formułują sądy, poglądy, opinie, hipotezy i teorie dotyczące form rzeźby ich powstawania i przekształceń, czyli praktycznie wszystko, co składa się na geomorfologię. W rezultacie odbiorca – z reguły nie świadom, z czym ma do czynienia – za dobrą monetę bierze rozważania dotyczące nie rzeźby i jej form, lecz ich zdeformowanego przez manipulację obrazu. Grzech ten obciąża geomorfologów od zarania „naukowego" badania rzeźby powierzchni Ziemi, co nasuwa pytanie, czy w ogóle kiedykolwiek była ona przedmiotem badań. Oczywiście, jeżeli i tak nie wiemy i nie dowiemy się, jak wyglądają naprawdę, w zasadzie wszystko jedno, czy zastanawiamy się nad powstaniem skupiska pagórków, czy snujemy „wariacje na temat" ich takiego czy innego przedstawienia graficznego. Ponieważ jednak w dążności do uzyskania możliwie najwierniejszego obrazu powierzchni Ziemi wymyślono izomorficzną, poziomicową metodę przedstawiania rzeźby i jej form, nie wypada negować sensu tego dokonania, poprzez wykorzystywanie map topograficznych do tworzenia

[1] Nieświadomość skutków działań lub zaniechania tychże, nie usprawiedliwia ludzi dorosłych, pretendujących do miana uczonych.

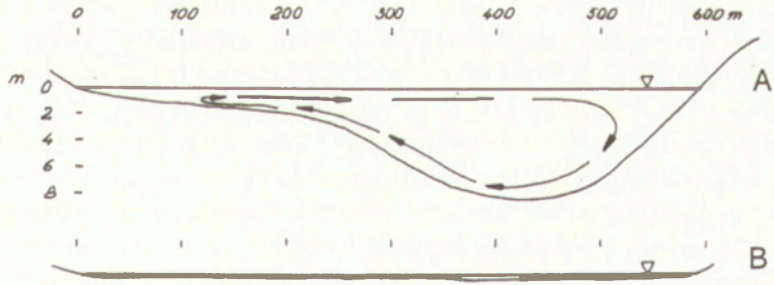
http://rcin.org.pl



Ryc. 4. Profil: A – przewyższony, B – bez przewyższenia

żałosnych karykatur, które potem notorycznie traktowane są w sposób na jaki absolutnie nie zasługują. Tylko zachowanie proporcji pomiędzy odległościami i wysokościami pozwala narysować obraz (profil, profile) tego, o czym nigdy nie dowiemy się jakie jest naprawdę, ale przynajmniej w przybliżeniu, zgodny z tym, co postrzegamy. A jedną z cech postrzegania wzrokowego jest to, że nie można postrzegać wszystkiego jednocześnie i jednakowo dokładnie niezależnie od punktu patrzenia.

Z odległości 1 m widzimy subtelną laminację warstwy piasku, ale nie widzimy zbocza, w którym znajduje się odsłonięcie. Z odległości 100 m widzimy i zbocze i cale odsłonięcie, ale z pewnością nie laminację (lornetka nic tu nie pomoże, ponownie zobaczymy laminację tracąc z pola widzenia zbocze). To właśnie jest „pułapka percepcji wzrokowej". Nigdy nie będzie inaczej. Dlaczego więc na jednym rysunku usiłujemy pokazać wszystko, nie zwracając uwagi, że jest to zasadniczo sprzeczne z tym, co postrzegamy w bezpośrednim kontakcie z rzeźbą i jej formami?



Ryc. 5. Ten sam przekrój poprzeczny koryta rzeki, przewyższony (A) nie przewyższony (B)

http://rcin.org.pl

Nikomu nie można zakazać narysowania profilu terenu tak jak na rycinie 4A, biada jednak patrzącym na niego, a nie świadomym, że nie zdeformowany wygląda zupełnie inaczej (ryc. 4B), zaś procesy, którym wszelkie formy zawdzięczają powstanie, operowały w naturze, a nie w karykaturze.

Chcąc przekonać kogoś o wpływie cyrkulacji poprzecznej na sortowanie materiału w dnie aluwialnego koryta rzecznego, kosztem deformacji (ryc. 5A) można to zrobić bardzo sugestywnie. Gorzej, jeśli profil jest nie zdeformowany (ryc. 5B). W takim przypadku trudno przekonać nie tylko kogoś, ale nawet samego siebie, co – chociaż robi to niesłychanie rzadko – powinno skłonić do zastanowienia się, „czy przypadkiem nie przecenia się roli cyrkulacji poprzecznej".

Geomorfolog robi porządek

Czy rozmieszczenie form rzeźby na powierzchni Ziemi jest uporządkowane? Czy ich powstanie i późniejsze przekształcenia są zdeterminowane czy wyłącznie przypadkowe? Pytania chyba istotne, niestety odpowiedź na nie będzie bardziej podobna do próby uchylenia się od niej niż do tego, czego spodziewałby się po niej ktoś, komu wydaje się, że mogłaby mu pomóc w lepszym zrozumieniu interesującego go wycinka otaczającego świata. Sąd, że coś jest chaotyczne, może wypowiedzieć tylko ten, kto obserwował coś, co sprawiło na nim wrażenie nieporządku (chaosu) i co mogło takie wrażenie sprawić tylko dlatego, że przedtem obserwował coś, co także na nim wywarło wrażenie ładu. Z tego wynika, że w naturze ład ani chaos nie istnieją, zaś pytanie o przestrzenny porządek w rozmieszczeniu form rzeźby lub ich zespołów nie jest pytaniem o to, co jest w naturze, lecz o wrażenie, jakie wywiera na nas to, co postrzegamy. Jeżeli w publikacji napotkamy zdania opisujące przestrzenny ład w rozmieszczeniu form na jakimś obszarze, to zawsze jest to ład geomorfologa, a nie rzeźby, świadczący że udało mu się znaleźć „klucz", według którego na własne potrzeby formy te uporządkował. W bezpośredniej styczności z formami rzeźby podczas badań terenowych, ze względu na ograniczone możliwości obserwowania, ładu (bądź jego braku) najczęściej ustalić się nie da. Geomorfolog skłonny do „robienia porządku", robi go na podstawie map, a wówczas okazuje się, że porządek (lub jego brak) jest ściśle związany z podziałką mapy, na której się go dopatrzył. Oczywiście i w terenie można niekiedy dostrzec uporządkowane rozmieszczenie form rzeźby, ale z reguły dotyczy ono form, o których „z góry" wiemy, że ich powstanie wiąże się bezpośrednio z powstaniem innych form. Jeżeli widzimy formę, którą określamy mianem „młodego rozcięcia erozyjnego", ze sporym prawdopodobieństwem (ale nie z pewnością) możemy się spodziewać, że u jej wylotu napotkamy formę, o której będziemy mogli powiedzieć, że jest stożkiem napływowym. Przy okazji warto zauważyć, że wcale nie widzimy ani młodego rozcięcia erozyjnego ani stożka napływowego, a jedynie „coś", o czym nie wiemy czym jest. Nic zdajemy też sobie zazwyczaj sprawy, że żadne badania nie pomogą

http://rcin.org.pl

nam w uzyskaniu odpowiedzi na pozornie najprostsze z pytań „co to jest?". Jeżeli patrząc na owe „coś" myślimy lub mówimy: „młode rozcięcie erozyjne" czy „stożek napływowy" to nie dlatego, że to jest młode rozcięcie bądź stożek, lecz dlatego że zostaliśmy nauczeni, iż w przypadku zobaczenia czegoś o wyglądzie „a" należy, choćby w myśli, wypowiedzieć słowa (nazwać to): „stożek napływowy". Tak, jak w przypadku zobaczenia czegoś o wyglądzie „b" należy powiedzieć lub pomyśleć:„młode rozcięcie erozyjne". Wielki Einstein poirytowany dyskusją z indeterministami powiedział: „Bóg nie rzuca kości." Każdy, nawet najskromniejszy, nikomu nieznany geomorfolog, któremu po pracy świdrem – przez zapomnienie – zdarza się pomyśleć, ma pełne prawo powiedzieć, a nawet zawołać: natura nie tworzy ozów!

W podobny sposób można odnieść się do problemu zdeterminowania procesów tworzących bądź przekształcających formy rzeźby. Czy coś jest zdeterminowane czy nie, zależy od nas – czy za takie je uznamy. Zapewne za zdeterminowane uznamy kierunki przemian form wypukłych lub wklęsłych, ograniczonych stokami, a więc miejsc, w których występują lokalne różnice energii potencjalnej. Obszarom płaskim, mimo iż także podlegają działaniu czynników rzeźbotwórczych, skłonni jesteśmy przypisywać przypadkowość co do kierunku tych działań oraz spowodowanych przez nie zmian w ich wyglądzie. Z pewnością też łatwiej uznać za zdeterminowane (lub nie) powstawanie tych form, których mechanizm powstawania znamy z obserwacji. W przypadku wielkich zespołów form pochodzenia tektonicznego, powstrzymanie się od wypowiedzi bywa przejawem rozsądku, bowiem niczyja wiedza w tym zakresie nie wykracza poza „mniesięwydaizm", którego źródłem jest „literatura fachowa", będąca ekspresją „mniesięwydaizmu" autorów.

Geomorfolog rekonstruuje

Oczywiście w myśli rekonstruuje zdarzenia, które – jego zdaniem – w przeszłości spowodowały powstanie takich form rzeźby, jakie obecnie postrzega, bada i opatruje stosownymi etykietami. Ponieważ teraźniejszość w sensie rozciągłości czasowej nie istnieje, a o przeszłości i przyszłości można myśleć tylko w nieistniejącej teraźniejszości, nie jest jasne kiedy geomorfolog myśli. Kiedyś to jednak robi, a geomorfologia – finalny produkt myślenia paru pokoleń geomorfologów – postrzegana bywa jako nauka historyczna, w której niemało wysiłku intelektualnego poświęcono właśnie tworzeniu rekonstrukcji, bądź jako istotnego elementu badań paleośrodowiskowych, bądź odnoszących się wyłącznie do problematyki powstawania różnorodnych form rzeźby. Jakość owych rekonstrukcji jest różna i, jak się zdaje, w mniejszym stopniu zależy od ilości i jakości danych, o których się myśli, w większym zaś od tego, kto i jak je do myślenia wykorzystuje.

„Dolina dolnej Wisły jest młodszym odcinkiem dolinnym w stosunku do doliny Wisły powyżej Torunia. W czasie gdy w stadiale pomorskim warszawsko-toruńskim odcinkiem doliny Wisły były doprowadzane wody rzecznolodowcowe

http://rcin.org.pl

do Kotliny Toruńskiej i dalej do pozostałej części pradoliny Noteci–Warty, dolina Wisły jeszcze nie istniała, a jej obecnym szlakiem napływały w przeciwnym kierunku wody roztopowe z sandru Wdy, by pod Fordonem podobnie jak sąsiednie cieki sandrowe uchodzić do pradoliny. Dopiero po stadiale pomorskim część wód zbierających się w Kotlinie Toruńskiej zaczęła odpływać bifurkacyjnie na północ do tworzącego się zastoiska gdańskiego. W czasie tego odwrotu czy przełomu dawny szlak sandrowy Wdy uległ zniszczeniu." (Galon, 1972, s. 147).

Przeczytanie zacytowanej rekonstrukcji zdarzeń morfogentycznych powoduje, że w umyśle uważniejszego czytelnika pojawia się obraz, na którym część wód rzeki (bifurkacja), płynących w kierunku przeciwnym do spadku powierzchni, po której płyną (sandr Wdy nachylony był ku południowi, Wisła do zastoiska gdańskiego musiała płynąć na północ) eroduje dolinę kosztem niszczonego sandru.

Chociaż geomorfologowi nie przystoi wiara w istnienie form fatalnych, po zapoznaniu się z kolejną wersją rekonstrukcji genezy tej doliny, miałby prawo sądzić, że „może jednak". Bowiem z jednej strony czytałby, że stwierdzone w niej „formy martwego lodu" świadczą o przetrwałości jej obniżenia (Drozdowski, 1982); z drugiej, że dolinę w rekordowym czasie około 2500–3000 lat wyerodowała ciągle płynąca „pod górę" rzeka, czego dowodzą wyniki wieloletnich, szczegółowych badań, a także datowania osadów organicznych. I wszystko w tej samej publikacji, tego samego autora!

W ogólnej wymowie jest to analogiczne do poczynań amerykańskiego geomorfologa-ekstraterrestrialisty. Z jednej strony gromi on koleżankę, dopatrującą się analogii genetycznych między mikroformami eolicznej korazji powierzchni ventifaktów i – liczącymi setki kilometrów średnicy – formami rzeźby powierzchni Marsa (Whitney, 1979). Z drugiej (Baker, 1978) – wyłącznie na podstawie wizualnego podobieństwa zdjęć satelitarnych części powierzchni Marsa do map tzw. Channeled scabland (stan Washington, USA) – genezę rzeźby fragmentów powierzchni Marsa wyjaśnia tak, jak Bretz formy powstałe w następstwie nagłego spłynięcia wód lodowcowego jeziora Missoula (Bretz, 1969).

Nawet jeżeli nie ma zbyt mocnych podstaw do oczekiwań, by to co robią geomorfologowie było prawdziwe, wolno chyba oczekiwać, że będzie poprawne, przynajmniej w tym sensie, iż dokonywane przez nich rekonstrukcje – nie kłócąc się ze sformułowanymi na podstawie obserwacji zasadami zachowań, różnej postaci, ciał fizycznych – będą przedstawiały logicznie spójny obraz zdarzeń zawierający w sobie materiał stanowiący substrat procesów myślowych ich twórców. Już zachowanie samej tylko skromnej poprawności, w bliższej perspektywie może stać się dla nich lekarstwem łagodzącym objawy niepewności; a w dalszej – uchronić ich dokonania przed oceną, w której nieprzyjemnie brzmi nuta pobłażliwości: „Dlatego historia [tej – *A.R.*] nauki tworzy obraz zawiły, chaotyczny, zabawny, pełen błędów; tak, jak zabawny, pokrętny, pełen pomyłek i chaosu był rozwój składających się na nią idei odzwierciedlających cechy umysłów ludzi, którzy je tworzyli" (Feyerabend, 1975, s. 19 – tłum. *A.R.*).

http://rcin.org.pl

Piśmiennictwo

Baker V.R., 1978, *The Spokane flood controversy and the Martian outflow channel*, Science, 202, s. 1249–1256.

Baker V.R., Twidale C.R., 1991, *The reenchantment of geomorphology*, Geomorphology, 4, s. 73–100.

Bretz H.J., 1969, *The Lake Missoula floods and the Channeled Scabland*, Journal of Geology, 77, s. 505–543.

Chorley R.J., 1978, *Bases for theory in geomorphology*, [w:] C. Embleton, D. Brundsen i D.K.C. Jones (red.), *Geomorphology Present Problems and Future Prospects*, Oxford University Press, Oxford s. 2–13.

Culling W.E.H., Datko M., 1987, *The Fractal Geometry of the Soil-covered Landscape*, Earth Surface Processes and Landforms, 12, s. 369–385.

Drozdowski E., 1982, *The evolution of the Lower Vistula River Valley between the Chełmno and Grudziądz Basin*, Geographical Studies, Special Issue, 1, IGiPZ PAN, s. 131–147.

Feyerabend P., 1975, *Against Method*, NLB, London.

Galon R., 1972, *Pojezierze Pomorskie i przylegle wysoczyzny jeziorne*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski t. 2*, PWN, Warszawa, s. 129–156.

Kennedy B.A., 1975, *A question of scale?* Progress in Physical Geography, 1, s. 154–157.

Leopold L.B., Langbein W.B., 1963, *Association and indeterminancy in geomorphology*, [w:] C.C. Jr. Albritton (red.), *The Fabric of Geology*, Freeman, Cooper & Co., Stanford, Calif., s. 184–192.

Sherman D.J., 1996, *Fashion in geomorphology*, [w:] B.L. Rhodas, C.E. Thorn (red.) *The Scientific Nature of Geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 87–114.

Schumm S.A., 1956, *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy New Yersey*, Bulletin of the Geological Society of America, 67, s. 597–646.

Strahler A.N., 1956, *Quantitative slope analysis*, Bulletin of the Geological Society of America, 67, s. 571–596.

Watson R.A., 1969, *Explanation and prediction in geology*, Journal of Geology, 77, s. 488–494.

Whitney M.I., 1979, *Aerodynamic and vorticity erosion of Mars: Part I. The formation of channels, Part II. Vortex features, related systems and some possible global pattern of erosion*, Geological Society of America Bulletin, 90, s. 1111–1143.

[Wpłynęło: czerwiec 2002 r.]

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

S P R A W O Z D A N I A

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 619–623

Karpackie stacje naukowe IGiPZ PAN i ich znaczenie w poznawaniu środowiska przyrodniczego gór

LESZEK STARKEL

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

Poznanie mechanizmów przekształcania geoekosystemów, a zwłaszcza obiegu materii i wymiany energii nie jest możliwe bez pomiarów w terenie. Dlatego w naukach o Ziemi, szczególnie geograficznych i geofizycznych, jak też biologicznych i rolniczych, od niemal stulecia obserwujemy tendencję do zakładania stacji terenowych, na których zbiera się informacje o zjawiskach zachodzących w przyrodzie, a także monitoruje różne procesy. Stacje naukowe tym różnią się od monitoringu służb państwowych, prowadzących pomiary opadów, temperatury, stanów wody czy zanieczyszczeń, że ich głównym celem nie jest szybkie uzyskanie obrazu przestrzennego zjawiska i jego prognozowanie na najbliższe godziny i dni z myślą o gospodarce kraju, ale badanie relacji między różnymi procesami i śledzenie zmian w skali wielolecia. Stacje naukowe mogą mieć różny profil, celem ich może być np. poznanie bilansu cieplnego, obiegu wody, substancji mineralnych, biomasy czy intensyfikacji produkcji rolnej. Im szerszy wachlarz pomiarów, tym pełniejsze może być rozpoznanie procesów. Najpełniejszy zakres monitorowania w miarę możliwości całego bilansu energii i obiegu wody, materii mineralnej i organicznej mają dziś stacje tzw. zintegrowanego monitoringu środowiska przyrodniczego, którego skromna sieć działa obecnie w Polsce pod patronatem Ministerstwa Ochrony Środowiska, Leśnictwa i Zasobów Naturalnych, kierowana przez prof. A. Kostrzewskiego z UAM w Poznaniu.

Równocześnie stacje terenowe, szczególnie przynależne do placówek uczelnianych, służą celom dydaktycznym i jako baza do różnorodnych badań prowadzonych w danym regionie.

Na początku lat 50. prowadzenie badań w innych regionach świata, np. w obszarach polarnych, było niedostępne dla polskich badaczy, dlatego naturalny był trend do zakładania stacji terenowych na obszarze Polski. Doceniał ich rolę organizator IGiPZ PAN prof. Stanisław Leszczycki, który już na początku działalności placówki powołał do istnienia stacje naukowe w Wojcieszowie, w Mikołajkach i w Tatrach na Hali Gąsienicowej.

Ta trzecia znalazła się w zasięgu działania Pracowni, a potem Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn w Krakowie, którego kierownik,

http://rcin.org.pl

prof. M. Klimaszewski – podobnie jak S. Leszczycki – już w okresie międzywojennym prowadził badania z zakresu klimatologii, limnologii i geomorfologii właśnie w Tatrach. Sprawa od samego początku nie była prosta, bo Instytut nie miał budynku w górach, niełatwo było znaleźć człowieka, który by chciał mieszkać na odludziu, trudno też było zdobyć instrumenty pomiarowe. W końcu znalazł się odpowiedni człowiek. Był nim absolwent geografii – Mieczysław Klapa, uczeń prof. Leszczyckiego sprzed wojny, zaprawiony w obserwacjach meteorologicznych na Śnieżce i Kasprowym Wierchu.

Pracownia Krakowska miała za główny cel w pierwszym dziesięcioleciu kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne, badania procesów były więc marginesem. Ale był to na tyle istotny margines, że wiosną 1955 r. prof. Klimaszewski przyjął do pracy świeżo upieczonego absolwenta, Tadeusza Gerlacha, z wyraźnym zadaniem rozpoczęcia pomiarów procesów denudacyjnych na stokach beskidzkich i tatrzańskch. I tak w Pracowni Krakowskiej zaczął powoli rozwijać się drugi nurt: badań współczesnych procesów morfogenetycznych, które rozszerzyły się potem na klimat i hydrologię.

Stacja na Hali Gąsienicowej zlokalizowana w budynku dzierżawionym od Tatrzańskiego Parku Narodowego koncentrowała się głównie na pomiarach meteorologicznych wykonywanych przy górnej granicy lasu, istotnej dla poznania procesów kształcących piętrowo ułożone geoekosystemy. Pomiary te zostały później przejęte przez placówkę IMGW działającą w symbiozie z naszą stacją. T. Gerlach wspierany przez M. Klapę rozpoczął pomiary spłukiwania i spełzywania, które nie było łatwo prowadzić; najciekawsze wyniki uzyskiwano z pomiarów ruchów mrozowych ruchomierzem Baca. W latach 70. dołączył dr A. Kotarba, działający dotychczas w Tatrach Zachodnich, mierząc ruch stożków piargowych. W 1980 roku ukazała się rozprawa dr. M. Kłapy, który dał oryginalną charakterystykę sezonów pogodowych z punktu widzenia typu i natężenia różnych procesów morfogenetycznych, monitorowanych jedynie wyrywkowo.

Od początku istnienia stacja była bazą dla osób prowadzących kartowanie zjawisk hydrologicznych, form i procesów rzeźbotwórczych i zbiorowisk roślinnych. Niestety założenie zlewni eksperymentalnej, w której można by bilansować efekty różnych procesów, okazało się niemożliwe ze względu na głazowe frakcje rumowiska i krasowy charakter części zlewni. Dlatego stacja stała się i jest nadal przede wszystkim bazą wypadową dla powtarzanych corocznie i sezonowo pomiarów procesów zachodzących w jej otoczeniu, szczególnie rozwoju ścian skalnych i stożków piagrowych (prof. A. Kotarba), spływów gruzowych w czasie ulew (A. Kotarba), występowania płatów zmarzliny (mgr S. Kędzia), czy antropogenicznej degradacji gleby (dr Z. Rączkowska), a także nad postglacjalną ewolucją stoków i mis jeziornych oraz przebiegiem deglacjacji (A. Kotarba).

Również w 1955 roku na obszarze Beskidów T. Gerlach rozpoczął powtarzane co kilka tygodni pomiary spłukiwania i spełzywania za pomocą łapaczy własnej konstrukcji i spełzywania na terenie stacji IMUZ w Jaworkach koło Szczawnicy.

http://rcin.org.pl

Pomiary te po kilku latach zostały rozszerzone na teren eksperymentalnej zlewni Jaszcze w Gorcach, objętej programem badań koordynowanych przez Zakład Ochrony Przyrody PAN. Prof. T. Gerlach w swych rozprawach doktorskiej i habilitacyjnej określił natężenie spłukiwania na stokach o różnym profilu, różnym użytkowaniu i w odniesieniu do dobowych opadów. Brakowało pomiarów natężenia opadu i spływu wody.

W 1965 roku p. Grabowski, ówczesny dyrektor administracyjny IG PAN odkrył, że PGR w Siarach koło Gorlic zamierza zlikwidować fermę srebrnych lisów na posesji i w pomieszczeniach dworku w Szymbarku, położonego u ujścia potoku Bystrzanka do Ropy. Przejmowanie obiektu i jego adaptacja trwały 3 lata. Postanowiono utworzyć stację naukową, a pod jej szyldem także ośrodek wypoczynkowy dla pracowników PAN. Nie był to idealny mariaż, co potem odbiło się na próbach ograniczania badań, a nawet usuwania pracowników. Dyrekcja i prof. Klimaszewski zaproponowali mi objęcie kierownictwa naukowego, zatrudniając okresowo A. Kotarbę, potem dr. J. Cegłę (z Lublina), a w 1967 r. przyznając 3 stypendia doktoranckie, które otrzymali pracujący na różnych posadach, a zapaleni do badań terenowych mgr mgr E. Gil, J. Słupik i L. Dauksza.

Teren był interesujący: pogranicze Beskidu Niskiego i Pogórza, piętro leśne i rolne, duża zlewnia Ropy i dwie mniejsze – Bystrzanki i Bielanki i rozległe tereny osuwiskowe, których tradycja badań sięgała Ludomira Sawickiego, badającego skutki ekstremalnych opadów w 1913 r. Założyliśmy sobie program maksimum: jako tło rozpoznanie przestrzenne elementów środowiska, monitorowanie zjawisk i procesów na stacji bazowej, rejestrowanie i w miarę możliwości bilansowanie w skali systemów stokowych i zlewni, syntezę w postaci typologii geoekosystemów i oceny zasobów środowiska na potrzeby gospodarki.

Kartowanie elementów środowiska gromady Szymbark w skali 1:10 000 z zaproszeniem szeregu specjalistów objęło mapę geomorfologiczną (dr A. Kotarba), mapę hydrograficzną (mgr J. Niemirowska i mgr R. Soja), mapę gleb (prof. B.Obrębska-Starkel), mapę użytkowania ziemi i mapę typologiczną geoekosystemów (mgr E.Gil). Badano też zbiorowiska roślinne leśne (prof. J. Staszkiewicz) i polne (dr Wójcik).

Na stoku doktoranci założyli stację meteorologiczną, obok której zlokalizowano lizymetry i poletka doświadczalne; na nich od 1968 r. monitorowano spływ wody po powierzchni i w 1-metrowej warstwie gleby, a także efekty spłukiwania (J. Słupik i E. Gil). W zlewni Bystrzanki na stokach leśnych, łąkowych i uprawnych funkcjonowały przez kilka lat dodatkowe stacje pomiarowe i poletka. Na Ropie i dwóch jej dopływach założono łaty i limnigrafy, mierzono stany wody i zawiesinę, a potem też materiał rozpuszczony (dr R. Soja, mgr A. Welc), dysponując dla kilku kilometrów biegu Ropy zdjęciem geodezyjnym 1:2000 wykonanym przez L. Daukszę.

Monitorowanie podstawowych procesów spływu i denudacji trwa tu już nieprzerwanie 35 lat, głównie dzięki wytrwałości dr. E. Gila, który przetrwał chwile

http://rcin.org.pl

trudne i kryzysowe. Jest to najdłużej funkcjonująca stacja, która została włączona przed 10 laty do sieci tzw. integrowanego monitoringu. Tak długi cykl badań pozwala już mówić o długookresowych prawidłowościach i trendach. Badania szymbarskie zaowocowały dziesiątkami rozpraw i artykułów, wśród nich model obiegu wody na stoku (przedwcześnie zmarłego doc. J. Słupika) i typologia geoekosystemów wraz z ich oceną dla gospodarki rolnej (dr. E. Gila).

Z osuwiskową specyfikacją regionu wiąże się monitorowanie okresowe (przez 2–5 lat) mechanizmu ruchu kilku wybranych osuwisk. Plonem tych badań jest m.in. model osuwiska Zapadłe ukazujący związek ruchu mas z wysokością opadów i poziomem wody gruntowej (A. Kotarba i E. Gil, 1977), poznanie mechanizmu przemieszczania miąższych mas na stoku koło Stacji (pod kier. K. Thiela, 1989). W ostatnich latach we współpracy z PIG-iem i IBW PAN rozpoczęto monitorowanie osuwiska Kawiory z zastosowaniem nowoczesnej aparatury (w ramach europejskiego programu). Od kilku lat uczestnicząca w sieci zintegrowanego monitoringu stacja rozszerzyła znacznie wachlarz badań, szczególnie nad chemizmem wód i opadów (mgr W. Bochenek).

W 1970 roku zgłosił się do mnie w Zakładzie i do doc. K. Klimka absolwent geografii UMK w Toruniu mgr W. Frochlich, mieszkający stale w Nowym Sączu, z prośbą o konsultację. W czasie powodzi na Kamienicy Nawojowskiej sterczał przez dwa dni i dwie noce na moście i pobierał co godzinę próby zawiesiny do butelki. Otrzymał interesującą krzywą relacji przepływ–transport rumowiska. Uczył w szkole, chciał pracować naukowo (marzył o założeniu własnej stacji), a nie chciał dojeżdżać 40 km do Szymbarku.

Pojechałem do Dyrekcji w Warszawie. Powstały biurokratyczne problemy: gdzie będzie siedział i podpisywał listę obecności, kto i jak będzie go kontrolował. Zreferowałem sprawę prof. Leszczyckiemu. „Bierzesz go na swoją odpowiedzialność" – powiedział do mnie – „za rok mają być wyniki". I tak w 1971 r. zaczęła funkcjonować stacja w dolinie Homerki k. Frycowej w Beskidzie Sądeckim, a wiosną 1974 r. odbyła się obrona pracy doktorskiej. Monitorowano 2 zlewnie o różnej rzeźbie i użytkowaniu. Główna uwaga została skoncentrowana na poznaniu mechanizmu transportu rumowiska i dostawy do koryta ze stoków. W okresie wstępnym w badaniach nad obiegiem wody uczestniczył dr J. Słupik. Zastosowanie przez W. Froehlicha własnych, oryginalnych metod m.in. w badaniu energii rozbryzgu, czy metody oporowej w badaniach transportu rumowiska wleczonego metodą akustyczną pozwoliło na wniknięcie w fizykę i geochemię procesów. Przed 10 laty prof. Froehlich nawiązał ścisłą współpracę z prof. D. Wallingiem z Exeter, mierząc tempo denudacji i sedymentacji metodami radioizotopowymi, m.in. ^{137}Cs i ^{210}Pb.

Nie minęło kilka lat, a w Homerce wyrosło laboratorium badań izotopowych, przy wsparciu Międzynarodowej Agencji Energii Atomowej we Wiedniu. W lecie 2001 roku stacja została przemianowana na Pracownię Procesów Fluwialnych IGiPZ PAN, a jej kierownik wybrany przewodniczącym Komisji Erozji Kontynentalnej przy IAHS.

http://rcin.org.pl

Monitoring obiegu materii i wymiany energii na obu stacjach beskidzkich rozwija się bez przerwy, nieraz mimo wielu trudności i niepowodzeń. Można by jeszcze dodać wiele elementów pomiarowych, a wiele metod udoskonalić – barierami są zarówno środki finansowe, jak i szczupła kadra.

Zintegrowanie pomiarów na jednym obszarze pozwala nie tylko na pełniejsze zrozumienie mechanizmów materii, ale i na bilansowanie zasobów i przepływów materii. Jest to szczególnie istotne w warunkach postępujących zmian zarówno klimatu, jak i użytkowania ziemi. Równocześnie monitoring ułatwia zrozumienie mechanizmów, które przekształcały środowisko w ciągu tysiącleci.

Na stacjach karpackich w latach 1970.–1980. rodziła się idea zintegrowanego monitoringu. W ramach programu CPBP 03-13 koordynowanym przeze mnie działał zespół stacjonarnych badań współczesnych procesów, kierowany przez A. Kotarbę. Idea ta została następnie podjęta i rozwinięta przez prof. A. Kostrzewskiego z Poznania – twórcę stacji w Storkowie koło Szczecinka (o najszerszym obecnie w Polsce wachlarzu badań), stając się podstawą sieci stacji zintegrowanego monitoringu.

[Wpłynęło: październik 2002 r.]

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

R E C E N Z J E

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 625–634

A.M. Mannion – *Zmiany środowiska Ziemi. Historia środowiska przyrodniczego i kulturowego*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2001; 450 s.

Jest to przekład książki *Global Environmental Change* wydanej w 1997 r. przez Addison Wesley Longman Ltd. Przekładu dokonała Joanna Wibig.

Tytuł brzmi niezwykle obiecująco, sugeruje próbę ambitnej syntezy. W dużej mierze jest nią rzeczywiście, co dostrzegli już inni recenzenci tej pracy[1]. Trzeba jednak zauważyć, że w wersji polskiej tytuł jest bardziej zachęcający niż w oryginale, który wyraźnie sugeruje, że autorka skupi się przede wszystkim na wynikach badań programu Global Change – programu bardzo ważnego, być może nawet obecnie najważniejszego, ale nie jedynego.

Zakres tematyczny dzieła jest rzeczywiście imponujący, co znajduje odzwierciedlenie w spisie treści. Podzielono je (+ podziękowania i przedmowa) na 10 głównych rozdziałów: 1. *Zmiany środowiska fizycznego, przyrodniczego i kulturowego*, 2. *Geologia czwartorzędu a zmiany klimatu*, 3. *Zmiany środowiska u schyłku ostatniego zlodowacenia*, 4. *Społeczności prehistoryczne jako czynnik zmian środowiska*, 5. *Zmiany środowiska w okresie historycznym*, 6. *Zmiany środowiska po 1700 r., spowodowane rozwojem przemysłu*, 7. *Wpływ rolnictwa na środowisko w krajach rozwiniętych*, 8. *Wpływ rolnictwa na środowisko w krajach rozwijających się*, 9. *Inne czynniki powodujące zmiany środowiska: leśnictwo, rekreacja, turystyka i biotechnologia*, 10. *Wnioski i perspektywy*.

Rozdział pierwszy ma charakter teoretyczny – stanowi próbę pokazania ewolucji poglądów na temat relacji między środowiskiem przyrodniczym a człowiekiem od starożytności do chwili obecnej. Rozdziały 2. i 3. dotyczą zmian środowiska przyrodniczego (przede wszystkim klimatu i roślinności, pozostałe elementy potraktowano pobieżnie bądź w ogóle pominięto) od początków czwartorzędu do początków okresu historycznego, rozdziały od 4. do 9. – dynamicznie wzrastającego wpływu człowieka na środowisko przyrodnicze. Uwzględniono tak różne zagadnienia jak: wymieranie zwierząt u schyłku plejstocenu po wkraczaniu paleolitycznych łowców, degradacja gleb w starożytnej Grecji, skażenie gleb na obszarach silnie uprzemysłowionych w Anglii w dobie rewolucji przemysłowej, pustynnienie gleb w wyniku nadmiernej irygacji w zlewisku Jeziora Aralskiego, pustynnienie w wyniku nadmiernego wypasu w Afryce, wzrost efektu cieplarnianego, „dziura ozonowa", niszczenie roślinności przez landrovery wożące turystów w parkach narodowych Afryki Wschodniej. Wymieniono tu tylko nieliczne przykłady. Pojawia się jednak wątpliwość: skoro nie analizowano współczesnych zmian środowiska przyrodniczego zachodzących z przyczyn od człowieka niezależnych, zatem łatwo o traktowanie wszelkich zmian zachodzących obecnie w środowisku jako efektów ludzkiej działalności.

[1] Zob. recenzja A. Latochy w Czasopiśmie Geograficznym, 72, 3–4, s. 413–415.

http://rcin.org.pl

Na szczęście, analizując poszczególne przykłady autorka wielokrotnie stawia pytanie, czy opisywane zmiany mają charakter antropogeniczny. Wielokrotnie, acz chyba zbyt rzadko. Liczba analizowanych przykładów i ich różnorodność są imponujące. Z drugiej jednak strony czytając książkę trudno odpowiedzieć na pytanie, w jakim stopniu mają one ogólniejszy charakter, jak dalece ilustrują globalne bądź chociaż regionalne prawidłowości. Można nawet zaryzykować twierdzenie, że w pewnej mierze przykłady przysłaniają obraz całości. Nic zatem dziwnego, że podsumowujący rozdział 10. jest stosunkowo skromny.

Rozpatrywanie tak szerokiej tematyki nie byłoby możliwe bez korzystania z obszernej literatury. Spis cytowanych opracowań jest zaiste imponujący: ponad 1650 pozycji! Lektura tego spisu pobudza do refleksji. Są tam publikacje aktualne, niemal wyłącznie z lat 80. i 90., przez co spis zawiera doskonale wskazówki dla pracowników nauki. Z drugiej jednak strony pogoń za aktualnością sprawiła, że autorka nie cytowała wielu doskonałych prac wcześniejszych, ale ich późniejsze kompilacje i omówienia, chociaż nie wnoszą one niczego nowego. Widać to doskonale na przykładzie np. literatury dotyczącej pustynnienia. Angielski stał się na tyle językiem międzynarodowym nauki, że prace w innych językach po prostu nie istnieją. Na próżno szukać w spisie prac polskich autorów, co świadczy, niestety, o naszej małej aktywności na forum międzynarodowym i nieumiejętności „sprzedawania" dorobku naukowego. Przyczyniło się to, obok swoistego anglocentryzmu autorki, do całkowitego niedostrzegania Europy Środkowej i jej problematyki. Czytając książkę trudno oprzeć się wrażeniu, że na wschód od Łaby rozciąga się „biała plama", sięgająca na wschodzie po były Związek Radziecki, na południe po Grecję (była w starożytności, ale potem znikła), a na północy obejmująca Skandynawię. Ta „biała plama" może być nawet źródłem przezabawnych pomyłek, gdy np. czytamy, że: „na szeroką skalę polityczną kontrola nad rolnictwem w Europie rozpoczęła się dopiero po utworzeniu w 1957 r. Europejskiej Wspólnoty Gospodarczej" (s. 245). Szczęśliwi, którzy nie słyszeli o kolektywizacji rolnictwa.

W przeciwieństwie do spisu treści, zamieszczony na końcu książki indeks rzeczowy jest skromny. Nie bardzo też wiadomo, jakie były kryteria doboru haseł. Dlaczego w indeksie mamy na przykład winorośl, bawełnę i kasawę, ale brakuje bananów, kawy i kakaowca, o uprawie których w książce też jest mowa.

Niestety, poważnym mankamentem książki są usterki techniczne i błędy rzeczowe. Jak zawsze w takim przypadku trudno jest ustalić, które z nich są zawinione przez autora (Antoinette M. Mannion posługuje się dosyć ciężkim angielskim), które przez tłumacza, które zaś przez redaktora, ale z punktu widzenia czytelnika jest to dosyć obojętne. Liczba błędów sugeruje słabą orientację w historii. Już na s. 12 zaskakuje stwierdzenie, że „Mnogość opisów miejsc i ludzi sporządzana przez rozmaitych podróżników oraz opublikowanie w 1569 r. odwzorowania Merkatora doprowadziły do powstania pierwszego globusa..." Nie ujmując sławy Merkatorowi, za pierwszego twórcę globusa uważa się Kratesa z Milos (około 150 p.n.c.), a najstarszy zachowany globus („Jagielloński") pochodzi z 1492 r. I to nie globus powstał dzięki odwzorowaniu, ale raczej odwrotnie. „Według Poundsa (1990) kwitnąca była gospodarka w Etrurii (ryc. 5.1) i dalej na południe w rejonie wokół Naples" (s. 160). Zdanie to wzbudza aż trzy wątpliwości. Po pierwsze, na rycinie 5.1 przedstawiono stadia rozwoju cesarstwa rzymskiego według Stocktona i Etruria

http://rcin.org.pl

niczym specjalnym się tam nie wyróżnia. Po drugie, Pounds rzeczywiście miał prawo pisać o mieście Naples, bo tak zwie się ono po angielsku, ale dla Polaków jest to Neapol. Po trzecie, skoro słowo rejon oznacza obszar położony wokół jakiegoś ośrodka, nie ma sensu formuła „w rejonie wokół". Zupełnie niezrozumiałe są informacje i chronologia „wędrówki ludów". Upadek Rzymu miał być spowodowany najazdami koczowniczych Hunów i Tatarów (s. 163, w książce angielskiej można to jeszcze wybaczyć, ale nie w polskiej!), mapa na s. 164 przedstawia nie „migracje ludności w Europie w I w. n.e.", ale raczej w pierwszych pięciu wiekach, także mapa na s. 165 dotyczy zupełnie innego okresu – nie pierwszego stulecia n.e., ale początków dziesiątego. Na s. 180 mamy „rezerwy leśne" i „rezerwaty leśne", a w obu przypadkach chodzi o to samo – o obszary objęte ochroną, czyli o rezerwaty. Szereg wątpliwości budzi tabela na s. 196–197. Dowiadujemy się z niej na przykład, że światowe wydobycie węgla i ropy naftowej wynosi „setki milionów ton". Jest to poniekąd prawda, bo parę miliardów ton, to rzeczywiście setki milionów, tyle ze dość liczne. Podobnie światowe wydobycie kamieni szlachetnych i ozdobnych wyraża się raczej w tonach (milionach karatów) niż w kilogramach. Na s. 256 czytamy, że „w Gruzji 94 mln ha ziemi uprawnej przekształcono na pastwiska, aby zapobiec erozji". Tyle tylko, że cała Gruzja ma niecałe 7 mln ha powierzchni. Niektóre mapy są chyba czarno-białymi reprodukcjami map kolorowych, bo w obecnej wersji są zupełnie nieczytelne (np. na s. 379). Z kolei mapa na s. 342 jest wprawdzie czytelna, ale nie przedstawia ona „organizacji" turystyki. W książce, jak w każdym tłumaczeniu sprzed paru lat, znajdziemy też trochę anachronizmów. Dotyczą one np. sytuacji w pobliżu Jeziora Aralskiego, akcji osadniczej prowadzonej jeszcze niedawno w Indonezji, ale po ostatnim kryzysie ekonomicznym i wewnętrznych konfliktach zawieszonej itd.

Wymieniono tu tylko nieliczne z zauważonych potknięć, a jest ich naprawdę dużo. Utrudniają one lekturę książki, zaś czytelników, którzy chcieliby traktować ją jako podręcznik, mogą wprowadzić w błąd (wydanie książki dofinansowało Ministerstwo Edukacji Narodowej). Szkoda też, że polskiego wydania nie zaopatrzono w obszerne przypisy, a może nawet nie dopisano podrozdziałów dotyczących naszego kraju. Publikacja bardzo by na tym zyskała, gdyż w obecnej postaci można ją polecić tylko studentom, i to z zaleceniem dużej ostrożności i krytycyzmu. A szkoda, bo jest to rzeczywiście kopalnia faktów i wskazówek bibliograficznych.

Nazwisk konsultantów naukowych, niestety, nie podano.

Florian Plit
Instytut Krajów Rozwijających się UW, Warszawa

D.B. Peakall, C.H. Walker, P. Migula (red.) – ***Biomarkers: A Pragmatic Basis for Remediation of Severe Pollution in Eastern Europe***, Kluwer Academic Publishers, Dordecht 1999; 345 s., 49 ryc., 27 tab.

Recenzowana książka, która jest jedną z publikacji programu badawczego NATO, stanowi zbiór artykułów dotyczących bioindykacji i problemów ochrony środowiska w Europie Wschodniej. Autorzy wywodzą się głównie z USA, Czech, Rosji i Polski. Wybór

http://rcin.org.pl

terenu, na którym były prowadzone prace uzasadniają zakresem przekształceń, jakie stały się udziałem gospodarki tych krajów i ich efektów w postaci obecnego stanu i zagrożeń środowiska przyrodniczego. Stwierdzają, że w odczuciu społecznym notuje się poprawę stanu środowiska. Potwierdzenia takich opinii autorzy poszukują poprzez szerokie stosowanie parametrów biologicznych, biofizycznych i biochemicznych, a nie jedynie chemicznych, które stanowią trzon najczęściej przedkładanych raportów.

Tereny opracowane w referatach znajdują się w płn. Czechach, na Płw. Kolskim, w okręgu Kuzbas, a w Polsce w regionie górnośląskim i dorzeczu górnej Wisły. Wszystkie łączy wysoki poziom uprzemysłowienia (głównie przemysł wydobywczy i metalurgiczny). Ważnym problemem ochrony środowiska pozostaje wysoki poziom stężeń związków siarki i azotu, lokalnie zaś destrukcyjną rolę odgrywają metale ciężkie i materiały promieniotwórcze.

Z szerokiego zestawu artykułów, warto zwrócić uwagę na publikacje dotyczące Rosji, a szczególnie Półwyspu Kolskiego. Dane środowiskowe z tego terenu były dotychczas trudno lub wręcz niedostępne, a poziom notowanych stężeń zanieczyszczeń pozostaje poza zakresem norm i wyobrażeń przeciętnego badacza. G.A. Evdokimowa zanalizowała zagrożenie środowiska Płw. Kolskiego metalami ciężkimi wydzielając – na tle warunków migracji – strefy oddziaływania zakładu produkcji niklu. W otoczeniu zakładu stwierdziła kilkudziesięciokrotne podwyższenie stężeń miedzi kadmu i niklu w stosunku do stężeń tła oraz określiła promień strefy oddziaływania zakładu na około 50 km. W wyniku przeprowadzonych eksperymentów zmierzających do określenia czasu samooczyszczania środowiska ustaliła ten okres na 200 lat w przypadku miedzi, 90 lat – niklu i 60 lat – kobaltu. Stwierdziła również interesującą zależność pomiędzy pH utworów powierzchniowych i odległością od zakładu: w odległości do 5 km przeważała alkalizacja, w strefie zewnętrznej zakwaszenie spowodowane przenoszeniem kwaśnych aerozoli.

Problemami ochrony środowiska na obszarze płn. Czech (czeska część tzw. „czarnego trójkąta") zajmuje się J. Cibulka. Autor uważa, że doszło tu do nieszczęśliwej kombinacji niskiej odporności środowiska i wysokich dawek zanieczyszczeń pochodzących ze spalania węgla brunatnego. Negatywne efekty nie dotyczą już li tylko środowiska, ale także stanu zdrowia zamieszkującej ten rejon ludności. Za pozytywny fakt należy uznać wprowadzenie zespolonego monitoringu biologicznego na omawianym obszarze.

Polskim akcentem w pierwszej, regionalnej części książki są cztery artykuły. K. Grodzińska analizuje stan środowiska w dorzeczu górnej Wisły we wszechstronnym studium z wykorzystaniem zlewni Ratanicy jako powierzchni modelowej. Autorka przedstawia ciekawe spostrzeżenia dotyczące obiegu i bilansu pierwiastków, stwierdzając wynoszenie magnezu, zaś akumulowanie jonów wodorowych, związków azotu i metali ciężkich (kadmu, cynku i ołowiu); dzieli bioindykatory na wrażliwe (zmieniające swoją strukturę pod wpływem zanieczyszczeń) i niewrażliwe (akumulujące zanieczyszczenia bez zmiany swej struktury). Wśród bioindykatorów roślinnych wykorzystywane są głównie: porosty, mchy i igły sosny. Bioindykatorami zwierzęcymi zajmują się K. Dmowski i inni, dokumentując wysoki poziom metali ciężkich w organizmach kręgowców i bezkręgowców okręgu katowickiego. Za szczególnie niebezpiecznie wysokie stężenia ołowiu, kadmu i cynku

http://rcin.org.pl

odpowiedzialne są cynkownie i stalownie. Okręg katowicki jest także przedmiotem rozważań S. Godzika i innych oraz P. Miguli z zespołem. Pierwszy zespół dokonuje klasyfikacji terenu pod względem wprowadzenia ograniczeń uprawy roślin oraz odnotowuje spadek koncentracji zanieczyszczeń powietrza w okresie 1990–1995. Na omawianym terenie problemem pozostają nadal wysokie stężenia węglowodorów aromatycznych, które przekraczają dopuszczalne normy w ponad 20% analizowanych przypadków oraz zanieczyszczenie wód powierzchniowych, w ponad 95% nieodpowiadające normom. W ramach monitoringu biologicznego odnotowano defoliację roślin, koncentrację zanieczyszczeń w organach roślin oraz wysoki poziom ołowiu we włosach dzieci. Drugi zespól (Migula i inni) wykrył podobne zależności wśród bezkręgowców, wykorzystując, co ciekawe, jako bioindykator pszczołę miodną i jej produkty.

Kolejne dwa artykuły są autorstwa zespołu pod kierownictwem E. Iljinskich. Opisywane są w nich m.in. genetyczne konsekwencje spowodowane zanieczyszczeniami radiacyjnymi w okolicach poligonu doświadczalnego broni jądrowej w Semipalatyńsku, gdzie od 1949 r. przeprowadzono 470 prób nuklearnych. Wpłynęło to w znacznym stopniu na zły stanu zdrowia okolicznych mieszkańców, u których ujawniono wysoki poziom przeciwciał kancerogennych. Drugi z artykułów porusza problem możliwości wykorzystania bioindykatorów do oceny zagrożeń spowodowanych awarią w zakładach chemicznych w Tomsku. Pierwsza awaria miała tam miejsce w 1961 r., po niej zaś nastąpiło 30 kolejnych. Skutki awarii w postaci zanieczyszczeń radioaktywnych zaobserwowano na powierzchni 200 km^2.

Metodyczne aspekty wykorzystania bioindykatorów do oceny zagrożeń środowiska przyrodniczego podejmuje D. Peakall. Wskazuje on na wyższość bioindykacji nad analizą chemiczną, przedstawia klasyfikację bioindykatorów i kryteria ich wykorzystania. Z kolei W. Ernst koncentruje się na bioindykatorach roślinnych. W jego opinii najwłaściwsze do wykorzystania są części roślin, które wykazują szybką reakcję na czynniki środowiskowe, np. liście. Podobnie jak inni badacze uważa on, że bioindykatory przy wysokiej selektywności obiegu biologicznego mogą wnieść więcej informacji niż prosta analiza chemiczna. Kontynuację powyższej tematyki znajdujemy u L. Lagadica (bezkręgowce) i u C. Walkera (kręgowce).

Drugą i trzecią część książki stanowią raporty grup roboczych i streszczenia posterów, które dotyczą tych samych terenów co główne artykuły w części pierwszej i podejmują podobną problematykę. Raporty są niestety niejednolite, a ponadto brakuje zbiorczego podsumowania, które umożliwiłoby uwzględnienie specyfiki środowiska przyrodniczego w ujęciu regionalnym.

Cały tom zasługuje na zainteresowanie polskiego czytelnika, choćby ze względu na zawartość trudno dostępnych informacji. Należy podkreślić także jego walory naukowe. Pewne zastrzeżenia można mieć jedynie do niezbyt przejrzystego układu treści.

Andrzej Harasimiuk
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW, Warszawa

http://rcin.org.pl

L. Stroosnijder, T. van Rheenen (red.) – ***Agro-Silvo-Pastoral Land Use in Sahelian Villages***, Advanced in Geoecology, 33, Catena Verlag – International Union of Soil Science, Reiskirchen 2001; 408 s.

Jest to bardzo rzetelna praca zbiorowa – rezultat kolejnych badań zespołu pracowników Uniwersytetu w Wageningen w Holandii realizowanych w strefie Sahelu na południe od Sahary. Pierwszy cykl badań, rozpoczętych już w 1975 r. w Mali (wyniki opublikowano w 1982 r.) był zdominowany przez biologów i ukierunkowany na produktywność roślinności, później stopniowo rozszerzano sferę zainteresowań, w większym stopniu włączano specjalistów z krajów afrykańskich, a częściowo rozszerzano także zasięg terytorialny badań. Omawiany tom zawiera wyniki badań przeprowadzonych w latach 1990. w 6 wsiach w Burkinie Faso, w prowincjach Sanmatenga i Zoundweogo (po 3 w każdej), różniących się pod względem warunków środowiska przyrodniczego i zamieszkanych przez różne grupy etniczne. Wprawdzie termin Sahel w literaturze światowej traktowany jest mało precyzyjnie, jednak nawet przy najbardziej elastycznym jego ujmowaniu, tylko część tych wsi można określić mianem sahelskich – na południu prowincji Zoundweogo opady roczne wynoszą około 800 mm i jest to typowa strefa sudańska. Książka jest dziełem aż 31 autorów, w tym ośmiu z Burkiny Faso i jednego z Nigru.

Cel opracowania został przejrzyście i krótko nakreślony w rozdziale I – jest nim próba przedstawienia gospodarowania zasobami przyrodniczymi (autorzy używają terminu: *land use* – użytkowanie ziemi, ale sformułowanie „gospodarowanie zasobami przyrody" jest tu bardziej odpowiednie) we wsiach sahelskich w ujęciu analizy systemowej.

Trzy następne, obszerne rozdziały stanowią właściwy, analityczny trzon pracy. Są to:

– *Dynamika „aktorów" sahelskich wsi* (rozdział II, podzielony na 6 podrozdziałów) – przedstawiono tu stosunki własnościowe w poszczególnych wsiach (władanie ziemią), lokalnych liderów, oszacowano dochody z różnych źródeł oraz najważniejsze wydatki uwzględniając zmiany cen na lokalnych rynkach;

– *Dynamika zasobów przyrodniczych w sahelskich wsiach* (rozdział III, 7 podrozdziałów) – jest to obszerna charakterystyka gleb (zwłaszcza pod kątem ich produktywności) i nieco bardziej pobieżna zasobów wodnych i roślinności, z uwzględnieniem zmian, które dokonywały się w latach 90. XX w.; na podkreślenie zasługuje fakt, że nie ograniczono się przy tym do opisów przypadków degradacji, lecz uwzględniono też przypadki poprawy stanu środowiska przyrodniczego;

– *Działania (interwencje) użytkowników ziemi w sahelskich wsiach* (rozdz. czwarty, 9 podrozdziałów) – to w istocie część poświęcona gospodarowaniu człowieka i związkom gospodarki ze środowiskiem przyrodniczym; w analizie uwzględniono uprawę roli, pasterstwo i produkcję drewna, osobne podrozdziały poświęcając ochronie gleb i wód oraz zaspokojeniu potrzeb żywnościowych.

Ukoronowaniem dzieła, w zamierzeniu autorów, miał być rozdział V (7 podrozdziałów): *Perspektywy użytkowania ziemi w sahelskich wsiach*, będący próbą skonstruowaniau modeli matematycznych ujmujących natężenie zjawisk zarówno przyrodniczych jak i społeczno-gospodarczych. Trudno jednak o jej jednoznaczną ocenę. Podziw budzi śmiałość

http://rcin.org.pl

zamierzenia i konsekwencja, z jaką w częściach III i IV starano się zgromadzić dane ilościowe, uporządkować je w sposób umożliwiający porównania oraz mnogość zmiennych, między którymi próbuje się ustalić prawidłowości statystyczne. Jest to rzeczywiście próba podejścia systemowego i jako taka godna jest podziwu. Z drugiej jednak strony dokładność i wiarygodność poszczególnych rodzajów danych jest różna, co podważa zasadność stosowania wyrafinowanego aparatu badawczego. Na przykład próba ustalenia linearnej zależności między dwoma zjawiskami na podstawie tylko pięciu punktów, nawet w przypadku, gdy w układzie współrzędnych układają się one niemal dokładnie wzdłuż linii prostej (ryc. 5.4.4), jest zawsze mocno dyskusyjna. Na szczęście autorzy sami zwracają uwagę na te niedoskonałości. Dlatego ich wnioski końcowe (zawarte w epilogu) są bardzo ostrożne, a za najważniejsze stwierdzenie uznany został fakt, że warunki przyrodnicze, gęstość zaludnienia, stosunki etniczne i inne zmienne są w strefie Sahelu bardzo zróżnicowane i nie wolno pochopnie uogólniać wniosków dotyczących jednego obszaru na inne tereny. Tylko czy do tego trzeba było aż tak wnikliwych badań?

Niezależnie jednak od tego, jak ocenimy wartość rozdziału V, książka zachowa walory dokumentacyjne swych poprzednich części. Na podkreślenie zasługuje też jej przejrzysty układ, zwłaszcza w rozdziałach od II do V, z których każdy zaczyna się wprowadzeniem, a kończy próbą podsumowania (układ ten zachowano też w większości podrozdziałów), oraz literatura cytowana na końcu każdego z podrozdziałów. Podejście poszczególnych autorów różni się tu znacznie, niektórzy dają obszerne jej wykazy (widać to zwłaszcza w całym rozdziale III), inni – ograniczają się do paru pozycji uznanych za najistotniejsze, ale zawsze są to pozycje z lat ostatnich, prezentujące wyniki najnowszych badań.

Florian Plit
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Dolina Kościeliska. Śladami badaczy, artystów i wędrowców – red. M. Baścik, Wydawnictwo Tatrzański Park Narodowy, Zakopane 2001; 120 s.

Dolina Kościeliska. Śladami badaczy, artystów i wędrowców – to pozycja niezwykła wśród polskiej literatury geograficznej. Autorzy – Jarosław Balon, Maria Baścik, Krystyna German, Wojciech Maciejowski, Joanna Pociask-Karteczka są pracownikami Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie. Jak pisze w przedmowie redaktor opracowania – Maria Baścik (s. 7) – „Treść i forma publikacji jest nieco odmienna od tradycyjnych przewodników. Oprócz informacji dotyczących środowiska geograficznego Doliny Kościeliskiej, opisu głównych szlaków, książka zawiera historię działalności człowieka w Dolinie, fragmenty opisów pierwszych badań naukowych, wspomnienia wędrowców, poetów i pisarzy, zapiski pamiętnikarskie ludzi, dla których Dolina stanowiła obiekt zachwytu i podziwu".

Praca ma charakter popularnej monografii i można ją podzielić na trzy części. Pierwsza obejmuje dwa pierwsze rozdziały *Dolina Kościeliska w literaturze, muzyce i sztuce*

http://rcin.org.pl

oraz *Z badań w Dolinie Kościeliskiej*. Część druga to rozdziały *Przyroda i Człowiek*, a trzecia – *Trasa wędrówki*.

W pierwszej części pracy Dolina Kościeliska ukazana jest oczami badaczy, artystów, wędrowców. Znajdujemy tu wzruszający przegląd opisów Doliny, fragmenty wierszy i poematów, tytuły utworów literackich, muzycznych, malarskich i fotograficznych oraz nazwiska ich twórców i daty powstania. Rozdział drugi, dotyczący badań w Dolinie Kościeliskiej, jest równie ciekawy, jak pouczający. Dowiadujemy się, że jednym z pierwszych dziel opisujących Polskie Tatry jest rękopis Jana Długosza – *Annales seu cronicae incliti Regni Polonie* z lat 1455–1480. W wieku XVIII Dolina Kościeliska cieszyła się ogromnym zainteresowaniem badaczy, niestety, nie będących polskiej narodowości. Najbardziej zasłużony – to pochodzący z Bretanii przyrodnik Baltazar Hacquet, m.in. profesor historii naturalnej Uniwersytetu Lwowskiego oraz kierownik Katedry Historii Naturalnej Uniwersytetu Jagiellońskiego, autor pierwszych opisów fizjograficznych Karpat (t. 1–4, 1790–96). Polski, niezmiernie ważny akcent, to przede wszystkim prace Stanisława Staszica. O kondycji polskiej nauki w tamtym okresie znakomicie świadczy wypowiedź Eugeniusza Janoty z 1874 r. (s. 21) „Naukowe badania, przede wszystkim zbieranie szczegółów do opisu topograficznego Tatr, są bardzo mozolne, z licznymi połączonymi niewygodami i kosztowne, a mecenasów wspierających naukę jest u nas mało". Od sformułowania tej myśli minęło ponad 125 lat, a na naukę pieniędzy ciągle brakuje. Jednocześnie, mimo niedostatków finansowych, badania w Tatrach są prowadzone bezustannie, o czym świadczy szczegółowy przegląd prac i autorów zawarty w omawianej monografii.

Druga część pracy to rozdziały *Przyroda i Człowiek*. W części przyrodniczej dokonano geograficznego opisu Doliny Kościeliskiej – położenia i ogólnej charakterystyki, budowy geologicznej, rzeźby, klimatu, wód, gleb, roślinności, zwierząt. W części dotyczącej *Człowieka* – omówiono pasterstwo, górnictwo i hutnictwo, turystykę, taternictwo i turystykę jaskiniową oraz ochronę przyrody.

Trzecia część – *Trasa wędrówki* poprzedzona jest schematyczną, lecz dobrze czytelną mapką Doliny Kościeliskiej. Następnie, krok po kroku, autorzy prowadzą nas szlakiem, który w minionych wiekach dostarczał tylu niezwykłych przeżyć, wzruszeń i artystycznych doznań prowadzą z zamiarem rozbudzenia w nas podobnych uczuć. Począwszy od Kir po szczyt Błyszcza przemierzamy Dolinę poznając dokładnie wszystkie jej uroki. W tej części pracy autorzy wyjaśniają znaczenie lub pochodzenie wielu nazw występujących w Dolinie Kościeliskiej (np. Kiry, Jarcowa Skala, Brama Kantaka, Brama Kraszewskiego, upłaz, przyslop, Wantula, Wąwóz Kraków, Skała Pisana, Kominiarski Wierch, Ornak oraz często pojawiająca się nazwa Miętusia). Poznajemy również ciekawą historię krzyża, od lat nazywanego we wszystkich przewodnikach Krzyżem Wincentego Pola. Drewniany krzyż z napisem „I nic nad Boga" ustawiono w 1852 r.[1] podczas naukowej wycieczki, którą prowadził Wincenty Pol, a uczestniczyło blisko 100 osób. Krzyż ustawiono w miejscu, gdzie jak głosi legenda, zamordowano młynarza króla Zygmunta I. Podstawę krzyża

[1] W przedmowie podano rok 1853 – myślę, że jest to drobna pomyłka, którą warto poprawić przed kolejną edycją książki.

http://rcin.org.pl

stanowi kamień młyński z drugiej polowy XVIII w. zaliczany do najstarszych zabytków na terenie Tatr Polskich. Ten z pozoru niewinny gest, wynikający ze szczerego podziwu i zachwytu nad pięknem i potęgą natury stal się przyczyną dymisji W. Pola ze stanowiska profesora – otrzymał ją 1 stycznia 1853 r.

Wyodrębnione na użytek opisu, trzy części stanowią wraz z indeksami integralną całość. Publikacja jest doskonalą monografią Doliny Kościeliskiej. Recenzowana praca adresowana jest do szerokiego grona odbiorców – do młodzieży szkolnej i akademickiej (obowiązkowa lektura dla studentów geografii udających się na ćwiczenia terenowe w Tatry), do nauczycieli, naukowców zajmujących się badaniami tatrzańskimi, turystów, ale także do tych, którym wiek lub stan zdrowia nie pozwalają na turystyczne eskapady. Dla bardziej wrażliwych na piękno przyrody ojczystej, książka może stanowić źródło dodatkowych przeżyć lub twórczych pomysłów. O uniwersalnym charakterze pracy świadczą prosty język, jasne sformułowania oraz objaśnione w przypisach trudniejsze pojęcia geograficzne (np. plejstocen, limnologia, denudacja, morena, kocioł lodowcowy, kras, ponor, infiltracja, itp.). Niektóre procesy i wydarzenia, na przykład powstawanie wiatru halnego, tworzenie się systemu jaskiniowego masywu Czerwonych Wierchów, zmiany natężenia przepływu w profilu podłużnym Potoku Kościeliskiego, występowanie pięter klimatyczno-roślinno-glebowych, plan Jaskini Wodnej pod Pisaną, pełznięcie po lupkach marglistych ku Dolinie Kościeliskiej skal Stołów, są przedstawione za pomocą prostych i czytelnych schematów. Inne – na przykład główne wydarzenia w historii geologicznej Doliny Kościeliskiej (od ery paleozoicznej do holocenu), większe i bardziej znane jaskinie w Dolinie Kościeliskiej (Fałd Czerwonych Wierchów i Seria Kominiarskiego Wierchu), występowanie kruszców w Dolinie Kościeliskiej, pozostałości górnictwa i hutnictwa tatrzańskiego – w postaci tabel.

Do książki dołączona jest kolorowa mapa Doliny Kościeliskiej – nieco zmniejszony fragment z mapy *Tatrzański Park Narodowy, Mapa turystyczna w skali 1:30 000*, wydanej przez TPN (wersja letnia i zimowa – po raz pierwszy w treści mapy pojawiły się szlaki narciarskie, szlaki turystyczne z bezpiecznymi obejściami zimowymi, informacje o obszarach zagrożonych lawinami, zasięgi lawin itp.).

Praca liczy 120 stron (100 s. tekstu i 20 s. spisów i indeksów), 38 rycin (tzw. materiały archiwalne i kartograficzne), na które składają się czarno-białe reprodukcje drzeworytów, miedziorytów, akwafort, litografii, akwarel, rysunków ołówkiem, heliograwiury, fotografii, a także fragment *Mapy Tatr Polskich* (mapa dołączona do dzieła B. Hacqueta z r. 1796), *Karta Tatrów* W. Pola z 1850 r., kolorowa *Mapa geomorfologiczna Tatr* M. Klimaszewskiego, *Zbiorowiska roślinne* (opr. zbiorowe z 1985 r.) oraz *Mapa geologiczna północnej i środkowej części Doliny Kościeliskiej* w opracowaniu J. Balona z 1998 r. Uzupełnienie stanowią kolorowe, współczesne zdjęcia flory, fauny i krajobrazów Doliny Kościeliskiej (46 – nienumerowane). Istotną wartość mają zamieszczone w pracy cytaty (74), wybrane z wielu pozycji polskiej literatury pięknej i naukowej. Spis literatury liczy 226 pozycji, w tym 79 wydanych przed rokiem 1939 (m.in. prace S. Staszica z 1815, S. Goszczyńskiego z 1834, W. Pola z 1843 r.). Indeks nazwisk – to 252 pozycje, indeks tatrzańskich nazw geograficznych i nazw obiektów w Dolinie Kościeliskiej – 248 pozycji

http://rcin.org.pl

(w celu lepszej orientacji kursywą zaznaczono strony, na których nazwiska lub nazwy występują w cytatach i w podpisach rycin), spis materiałów archiwalnych i kartograficznych to 38 pozycji (w tym 34 sprzed 1939 r.).

Wnikliwa analiza indeksu nazwisk prowadzi do ciekawych spostrzeżeń. Zestawienie postaci jest bardzo różnorodne. Cóż bowiem może łączyć w jednym dziele nazwiska, na przykład, Stanisława Moniuszki, Mieczysława Karłowicza, Józefa I. Kraszewskiego, Jana Nepomucena Głowackiego, Wincentego Pola czy Wojciecha Gersona z nazwiskami współczesnych polskich profesorów geografii – Adama Kotarby czy Kazimierza Trafasa? czynią to Polskie Tatry ze swą najpiękniejszą Doliną.

Sądzę również, że niewiele osób dziś pamięta, że słynna i wszystkim znana piosenka „Góralu czy ci nie żal..." – to wiersz Michała Bałuckiego *Dla chleba* napisany pod wpływem uroku Doliny Kościeliskiej i Tatr w 1868 r.

Bogactwo zgromadzonych materiałów pozwala porównać tę monografię z wystawą, której bohaterem jest Dolina Kościeliska. Nigdy bowiem i nikomu nie dane byłoby dotrzeć do tak różnych i niedostępnych materiałów źródłowych.

Warto również zwrócić uwagę na bardzo staranne i piękne opracowanie edytorskie. Pracę w formacie B5 wydrukowano na matowej kredzie, dzięki czemu wszystkie ilustracje są znakomitej jakości, a przy czytaniu nie powstają uciążliwe odblaski. Okładka (projekt Marii Baścik) – ciemna, zimna zieleń dobrze kontrastuje z sepią akwaforty Józefa I. Kraszewskiego (około 1866–1887) przedstawiającą Raptawicką Grań z Doliny Kościeliskiej. Ostatnia strona okładki nawiązuje do pierwszej – przedstawia współczesne zdjęcie Raptawickiej Grani (autor Zbigniew Ładygin) mocno zmniejszone i także wykonane w sepii oraz cytat z utworu Kazimierza Przerwy-Tetmajera *W Kościeliskach w nocy*.

Ostatnia dekada minionego wieku – to dla Polaków czas odkrywania i korzystania z wolności. Przy okazji wspomnień z wakacji padają nazwy egzotycznych wysp i archipelagów, ciepłych mórz i alpejskich kurortów. A Dolina Kościeliska? – 9 km długości, 35 km^2 powierzchni, według Eugeniusza Janoty „...Mekka dla przybywających do Zakopanego dla zwiedzenia Tatr..." (s. 9), według Marii Steczkowskiej „...prawdziwy cud piękności, arcydzieło Stwórcy, wypieszczone Tatrów dziecię..." (s. 59). Warto o tym pamiętać przy planowaniu kolejnego urlopu, a dla książki *Dolina Kościeliska. Śladami badaczy, artystów i wędrowców* – znaleźć godne miejsce w każdej domowej, szkolnej i naukowej bibliotece.

Barbara Jaworska
IGiPZ PAN, Warszawa

http://rcin.org.pl

K R O N I K A

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2002, 74, 4, s. 635–650

Stanisław Siedlecki
1912–2002

W dniu 3 marca 2002 r. zmarł w Łodzi w wieku 90 lat Profesor Stanisław Siedlecki, największy w Polsce autorytet w zakresie badań polarnych. Szeroko w Polsce znana jest Jego działalność w regionach polarnych. Był jednym z najbardziej zasłużonych polskich polarników. Już uczestnictwo w pierwszej wyprawie polarnej na Wyspę Niedźwiedzią na przełomie 1932/33 uczyniło Go człowiekiem niezwykle popularnym. Większość Polaków znała Go jako niezwykle rezolutnego i dowcipnego Staszka Siedleckiego z książki Czesława Centkiewicza Wyspa mgieł i wichrów. W wyprawie na Wyspę Niedźwiedzią uczestniczył w wieku 19 lat. Był wówczas studentem I roku matematyki i fizyki i wschodzącą gwiazdą polskiego taternictwa. W wyprawie tej, działającej przez cały rok w ramach II Międzynarodowego Roku Polarnego, prowadził obserwacje meteorologiczne oraz (wspólnie z dwoma pozostałymi uczestnikami wyprawy) obserwacje zorzy polarnej i pomiary promieniowania słonecznego. W 1934 roku był uczestnikiem 7-osobowej polskiej wyprawy na Spitsbergen. Wyprawa ta prowadziła badania w nieznanym wówczas wnętrzu Ziemi Torella. Polacy opracowali pierwszą mapę topograficzną tego obszaru i zaproponowali wprowadzenie wielu polskich nazw dla szczytów, przełęczy i lodowców. Nazwy te zostały zatwierdzone przez Norweską Służbę Svalbardu i Mórz Lodowatych (obecnie Norweski Instytut Polarny) i weszły na stałe do wydawnictw kartograficznych jako wyraz uznania dla polskich eksploratorów i badaczy Ziemi Torella. Wprowadzono wówczas między innymi następujące nazwy: Kopernikusfjellet – Góra Kopernika, Curie-Sklodowskafjellet, Ostra Bramatoppen – Szczyt Ostrej Bramy, Waweltoppen i szereg innych. Największe lodowce Ziemi Torella otrzymały miana od nazwisk uczestników tej wyprawy, wśród nich jest lodowiec Siedleckiego – Siedleckibreen.

W 1936 roku trójka młodych Polaków: S. Bernadzikiewicz, K. Jodko-Narkiewicz i S. Siedlecki przeszła na nartach wzdłuż Spitsbergenu od Sirkappu aż po najbardziej na północ wysunięty przylądek (Verlegenhuken). Wyprawa ta (w sumie ponad 800 km marszu wśród nieznanych wówczas gór i lodowców) miała charakter wybitnie odkrywczy i sportowy, ale wzbogaciła również kapitał doświadczeń wykorzystany później przez S. Siedleckiego przy organizacji następnych wypraw polarnych. W 1937 r. S. Siedlecki uczestniczył w pierwszej polskiej wyprawie naukowej na Grenlandię, którą kierował Aleksander Kosiba. Prowadził w tej wyprawie obserwacje meteorologiczne i wraz ze Stefanem Bernadzikiewiczem służył doświadczeniem zdobytym w poprzednich wyprawach na Spitsbergen.

http://rcin.org.pl

W 1956 roku powierzono Mu organizację ekspedycji na Spitsbergen w ramach polskiego programu badań Międzynarodowego Roku Geofizycznego. Badaniami na Spitsbergenie kierował w latach 1957–1958, 1960 i 1962. W 1957 r. kierował wyprawą, która zbudowała Polską Stację Polarną nad fiordem Hornsund na obszarze południowego Spitsbergenu. Wraz z gronem 8 innych specjalistów był uczestnikiem pierwszego polskiego „zimowania" na Spitsbergenie. Sukces organizacyjny i naukowy tych wypraw był możliwy dzięki temu, że Profesor Siedlecki bazował na swoim bogatym doświadczeniu zdobytym w czasie poprzednich wypraw polarnych. Po wielu latach S. Siedlecki powrócił do obszarów swoich młodzieńczych penetracji: w roku 1964 uzyskał stypendium Norweskiej Rady Naukowo-Technicznej i w okresach letnich prowadził badania na Wyspie Niedźwiedziej (1964) i w SirkappLandzie na Spitsbergenie (1965).

Profesor Stanisław Siedlecki na Spitsbergenie, 1959 (fot. *J. Szupryczyński*)

Drugą Jego pasją była geologia. Po powrocie z Wyspy Niedźwiedziej w 1933 r. rozpoczął studia geologiczne – dla geologii zrezygnował ze studiów matematycznych i fizycznych. W latach 1946–1953 był pracownikiem Zakładu Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego, którym kierował wówczas prof. dr hab. Marian Książkiewicz. W 1949 r. Stanisław Siedlecki uzyskał tytuł doktora na podstawie pracy Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. Promotorem pracy był profesor Książkiewicz. W tym samym roku kilka miesięcy spędził w Paryżu, jako stypendysta rządu francuskiego w Laboratoire de Geologie na Sorbonie. W roku 1954 S. Siedlecki objął stanowisko samodzielnego pracownika naukowego w Pracowni Muzeum Ziemi. Stamtąd przeszedł do pracy w Instytucie Geologicznym, w którym był zatrudniony do 1964 roku.

W ciągu następnych 14 lat pracował w Norweskim Instytucie Geologicznym (Norges Geologiske Undersokelse) jako geolog państwowy I klasy. W tym czasie zajmował się niemal wyłącznie opracowaniem mapy geologicznej zupełnie nie rozpoznanego pod tym względem największego i najbardziej wysuniętego na północ półwyspu Norwegii – Varanger, stanowiącego peryferie starej tarczy fennoskandzkiej. Nieprzemijającej wartości dziełem stała się wydana przez Norweski Instytut Geologiczny przygotowana przez Niego szczegółowa mapa geologiczna 1:250 000 arkusz Vadaso. Po przekroczeniu granicy wieku (67 lat) z początkiem roku 1980 przeszedł na emeryturę. Rozpoczął zwiedzanie świata, głównie tropików. Na kilka lat osiedlił się w Austrii, zanim w 1991 r. powrócił na stałe do Polski.

http://rcin.org.pl

Profesor Stanisław Siedlecki stworzył własną szkołę naukową, w której zarysowały się dwa główne kierunki: badania triasu oraz badania paleozoiku, przede wszystkim górnego karbonu i dolnego permu. Kilkunastu z Jego ówczesnych uczniów doszło do stopni i tytułów profesorskich i objęło kierownicze stanowiska w placówkach Polskiej Akademii Nauk, na wyższych uczelniach, głównie AGH, UJ i w Państwowym Instytucie Geologicznym. Przede wszystkim jednak Stanisław Siedlecki był głównym inicjatorem na szeroką skalę zakrojonych polskich badań polarnych. Wychował liczne grono polskich polarników. Wśród nich i ja u Jego boku zdobywałem doświadczenia polarne w wyprawach na Spitsbergen w 1959 i 1960 r. Dzielił się ze mną po ojcowsku swoją niezwykłą, bogatą wiedzą i doświadczeniem. Zachęcał i inspirował moje dalsze badania. Dzięki Niemu mogłem później podjąć się zadań kierowania i organizacji wypraw. W 1978 r. miałem zaszczyt kierować dotychczas największą polską wyprawą polarną na Spitsbergen, zorganizowaną przez Instytut Geofizyki PAN i mogłem zrekonstruować i rozbudować ukochaną przez Niego Stację Polarną nad fiordem Hornsund. Profesor Stanisław Siedlecki otworzył polskim naukowcom szeroko „wrota" na Spitsbergen. Cechowała Go niezwykła życzliwość wobec poczynań innych ludzi – to sprawiało, że z roku na rok rosło grono Jego przyjaciół. Profesor Siedlecki miał również oddanych przyjaciół w Toruniu i to zarówno w Instytucie Geografii UMK, jak i w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN. Za zasługi dla polskiej geografii w 1983 roku został obdarzony tytułem członka honorowego Polskiego Towarzystwa Geograficznego.

Wysoko ceniłem Profesora jako człowieka, bliskie mi były Jego osobowość, pasja polarna i bezpośredniość w kontaktach z ludźmi – takim pozostanie na zawsze w mej pamięci.

Jan Szupryczyński
IGiPZ PAN, Toruń

F.E. Ian Hamilton
1937–2002

5 marca 2002 roku zmarł w wieku 65 lat Dr F.E. Ian Hamilton – wybitny geograf ekonomiczny o międzynarodowym autorytecie, przyjaciel naszego kraju i wielu polskich geografów, członek Rady Redakcyjnej Przeglądu Geograficznego.

Swą karierę naukową Ian Hamilton związał z dwiema słynnymi uczelniami londyńskimi – London School of Economics and Political Science (LSE) oraz School of Slavonic

http://rcin.org.pl

and East European Studies, University of London (SSEES). Studia w LSE rozpoczął w 1955 r. Wybrawszy geografię ekonomiczną za przedmiot swoich zainteresowań, szczególną uwagę poświęcił regionowi Europy Środkowo-Wschodniej. Nagrodzony stypendium Gerstenberga, odbył roczny staż na Wydziale Ekonomii Uniwersytetu w Zagrzebiu, ucząc się przy tym języków słowiańskich. W 1961 roku został asystentem w London School of Economics, a w 1963 r. obronił w tej szkole pracę doktorską. Praca ta stanowiła podstawę książki *Yugoslavia: Patterns of Regional Change*. W 1966 r. uzyskał etat wykładowcy (od 1978 r. starszego wykładowcy) łącznie w LSE i SSEES. W Szkole Studiów Slawistycznych i Wschodnioeuropejskich pełnił m.in. funkcję dziekana Wydziału Ekonomii. Wykładał również na uniwersytetach północnoamerykańskich.

W środowisku geografów Ian Hamilton znany jest przede wszystkim jako wieloletni przewodniczący (1972–1984) Komisji Geografii Przemysłu oraz Komisji Systemów Przemysłowych Międzynarodowej Unii Geograficznej. Pracy tej poświęcił wiele energii, organizując lub współorganizując szereg ważnych konferencji naukowych. Pod jego redakcją ukazało się kilka szeroko cytowanych w światowej literaturze książek, które upowszechniły analizę zachowań przestrzennych przedsiębiorstw oraz podejście systemowe w geografii przemysłu (m.in. *Spatial Perspectives on Industrial Organization and Decision-Making*, 1974; *Contemporary Industrialisation: Spatial Analysis and Regional Development*, 1978; *Industrial Change: International Experience and Public Policy*, 1978; *Spatial Analysis, Industry and the Industrial Environment* – trzy tomy współredagowane z G.J.R. Lingem w latach 1979, 1981 i 1983). W tym nurcie mieści się również publikacja pt. *The Spatial Structure of Industrial Systems* wydana wraz z B. Kortusem jako jeden z Zeszytów Naukowych – Prac Geograficznych Uniwersytetu Jagiellońskiego (nr 48 z 1979 r.). Niektóre jego artykuły z tego okresu były tłumaczone na język polski i publikowane m.in. w Przeglądzie Geograficznym.

Drugi ważny nurt zainteresowań i publikacji Iana Hamiltona stanowiły przemiany systemów ekonomicznych w Europie Środkowo-Wschodniej i Chinach oraz ich przestrzenne konsekwencje. Plonem tych zainteresowań, rozwijanych do końca życia, są m.in. artykuły: *Re-evaluating space: locational change and adjustment in Central and Eastern Europe* (Geographische Zeitschrift, 2 1995), *Industrial restructuring between Magdeburg and Magadan. On the road from Marx to markets* (w pracy zbiorowej pod redakcją D. Turnocka *East-Central Europe and former Soviet Union*, 2001) oraz dwie książki: *Minorities Old and New in Poland* (współredagowana z K. Iglicką, SSEES, 2000) i *Globalisation and the Transformation of Cities in Central and Eastern Europe* (współredagowana z K. Dimitrovską-Andrews, publikowana przez United Nations University; jej wydania Zmarły już nie doczekał).

W badaniach naukowych i kontaktach osobistych Iana Hamiltona ważne miejsce zajmowała Polska i polska geografia. Był wielokrotnie gościem w naszym kraju (w ostatnim czasie m.in. na obchodach 150 rocznicy utworzenia pierwszej na ziemiach polskich Katedry Geografii na Uniwersytecie Jagiellońskim), a także znakomitym „ambasadorem" Polski na forum międzynarodowym. Polscy geografowie (w tym niżej podpisany) zawsze

[1] Na przełomie lat 1970. i 1980. był m.in. opiekunem naukowym kilku stypendystów British Council: Grzegorza Węcławowicza, Zbigniewa Taylora i Wiesława Rozłuckiego (przyp. red.).

http://rcin.org.pl

mogli liczyć na Jego ogromną życzliwość i pomoc[1]. W latach 1998/1999 podczas pobytu na stypendium naukowym w Szkole Studiów Slawistycznych i Wschodnioeuropejskich w Londynie miałem okazję współorganizować z Ianem Hamiltonem cykl seminariów poświęconych Polsce (*Polish Social Sciences Seminar*). Pamiętam, jak cieszył się z przyjazdu każdego z polskich referentów i osobiście zapraszał ich na kolacje. Ostatnim rozmówcą, z którym wraz z Ianem Hamiltonem prowadziliśmy dyskusję w Londynie był Profesor Marcin Rościszewski z IGiPZ PAN. Dziś obu nie ma już wśród nas, podobnie jak Dra Franka Cartera z SSEES (o którym wspomnienie pośmiertne zamieścił Przegląd Geograficzny w zeszycie 4 z 2001 r.). W londyńskim środowisku geografów-polonofilów powstała pustka, która nie wiadomo, czy i kiedy zostanie wypełniona. Osłabiona została również pozycja geografii jako dyscypliny naukowej w Szkole Studiów Slawistycznych i Wschodnioeuropejskich.

Strata ta jest boleśnie odczuwana także w Polsce. Przed powrotem z Londynu do kraju rozmawiałem z Ianem Hamiltonem na temat przyszłych projektów badań dotyczących naszego regionu. Cieszył się, że po przejściu na emeryturę i zwolnieniu z obowiązków administracyjnych będzie miał wreszcie więcej czasu na rozwój swoich zainteresowań i pracę naukową. Plany te nie zostaną już, niestety, zrealizowane. Dotyczy to również nadziei, które z osobą Iana Hamiltona wiązała Redakcja Przeglądu Geograficznego, powołując Go na członka Rady Redakcyjnej od 2001 r. Szybko, o wiele za szybko, Jego nazwisko znalazło się w czarnej ramce. Ian Hamilton pozostanie jednak we wdzięcznej pamięci tych wszystkich, którym dane było zetknąć się z Jego rozległą wiedzą, ciepłym uśmiechem i bezinteresowną życzliwością.

Tadeusz Stryjakiewicz
Instytut Geografii Społeczno-Ekonomicznej i Gospodarki Przestrzennej UAM, Poznań

Spotkania grup tematycznych międzynarodowego zespołu badawczego STELLA

Bonn, 12–13 IV 2002 oraz Bruksela, 26–27 IV 2002 r.

W końcu roku 2001 ukonstytuowała się tematyczna sieć badawcza STELLA (Transatlantic Thematic Network on „Sustainable Transport in Europe and Links and Liaisons with America" – transatlantycka sieć tematyczna pt. „Zrównoważony transport w Europie i jego powiązania z Ameryką"). Jako oddzielny projekt jest ona finansowana przez V program ramowy Komisji Europejskiej. Zadaniem sieci jest generowanie nowych wartości poznawczych na bazie wymiany rezultatów badań różnych zespołów zajmujących się rozwojem transportu w Europie i Ameryce Północnej. Koordynatorem naukowym całego projektu jest prof. Peter Nijkamp z Free University w Amsterdamie.

W ramach sieci działa 5 grup tematycznych:

I. Globalizacja, e-ekonomia i handel;

II. ICT, innowacje i system transportowy;

http://rcin.org.pl

III. Społeczeństwo, zachowania a transport publiczny i prywatny;

IV. Środowisko, bezpieczeństwo, zdrowie, użytkowanie ziemi i kongestia;

V. Instytucje, regulacje i rynki w transporcie.

W roku 2002 odbyły się pierwsze spotkania każdej z grup. Poniżej przedstawiono w skrócie problematykę omawianą na dwóch spośród nich.

Spotkanie Grupy III pt. „Społeczeństwo, zachowania a transport publiczny i prywatny" odbyło się w dniach 12–13 kwietnia 2002 r. w Bonn. Uczestniczyło w nim około 30 specjalistów zajmujących się transportem w ramach różnych dyscyplin naukowych (m.in. ekonomii, geografii, socjologii i psychologii), z uczelni i instytutów w Niemczech, Holandii, Francji, we Włoszech, w Szwajcarii, Polsce, Austrii, Czechach, Izraelu oraz w Stanach Zjednoczonych. W grupie amerykańskiej dominowali przedstawiciele Centrum Badań Transportu w George Mason University z Wirginii (z prof. Kenethem Buttonem). Wygłoszono 8 referatów programowych. Pierwsze dwa dotyczyły tendencji przekształceń transportu i zachowań transportowych w krajach Europy Środkowej i Wschodniej (prof. Wojciech Suchorzewski z Politechniki Warszawskiej) oraz oddzielnie w Ameryce Północnej. Kolejne wystąpienia poświęcone były m.in. wpływowi procesów prywatyzacyjnych w transporcie na społeczeństwo, zachowaniom ludzkim w warunkach kongestii, trendom w zakresie mobilności przestrzennej oraz polityce promocji poruszania się rowerem i pieszo. Wszystkim wystąpieniom towarzyszyła dyskusja. Z Polski, oprócz wymienionego prof. W. Suchorzewskiego, w spotkaniu bral udział dr Tomasz Komornicki z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

Spotkanie V. Grupy Tematycznej „Instytucje, regulacje i rynki w transporcie" miało miejsce w dniach 26–27 kwietnia 2002 r. w Brukseli. Brało w nim udział 35 specjalistów z Holandii, Belgii, Niemiec, Austrii, Francji, Irlandii, Hiszpanii, Wielkiej Brytanii, Włoch, Grecji, Polski, Kanady oraz Stanów Zjednoczonych. Przedstawiono 7 referatów programowych oraz 5 tzw. krótkich referatów (*short presentation*). Referaty programowe dotyczyły m.in. przemian instytucjonalnych w transporcie (ułatwiających handel międzynarodowy), lotnictwa transatlantyckiego, użytkowania ziemi w kontekście planowania rozwoju transportu i polityki w zakresie parkowania. Kontrowersyjny charakter miało wystąpienie prof. K. Buttona z Mason University zatytułowane *Mity i tabu w polityce transportowej*. Zostały w nim zakwestionowane niektóre z podstaw współczesnej polityki transportowej w krajach rozwiniętych (np. opinie, że subsydiowanie transportu pomaga najuboższym oraz że rozwój telekomunikacji zmniejsza popyt na transport).

W krótkich referatach poruszono m.in. zagadnienia transportu szkolnego, przewozów intermodalnych i łańcuchów zaopatrzenia. T. Komornicki z IGiPZ PAN w Warszawie przedstawił krótki referat pt. *Wpływ instytucji kontroli granicznej na rozwój sieci transportowej w przypadku Europy Centralnej i Wschodniej*. Podsumowaniem spotkania była dyskusja panelowa dotycząca dalszej działalności Grupy V.

Kolejne spotkania wszystkich grup tematycznych odbędą się w roku 2003 w Stanach Zjednoczonych i Kanadzie. Na bieżąco współpraca i wymiana poglądów w ramach sieci tematycznej obywa się natomiast za pośrednictwem internetu. Duża część referatów oraz podsumowania dotychczasowych spotkań są już obecnie dostępne na stronie

http://rcin.org.pl

www.stellaproject.org. Niektóre (np. komplet referatów ze spotkania Grupy V w Brukseli) zostaną też wkrótce opublikowane w formie tradycyjnej. Zakończenie projektu przewidywane jest w roku 2004.

Tomasz Komornicki
IGiPZ PAN, Warszawa

II Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne „Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski"

Jodłowy Dwór, 9–11 V 2002 r.

Trzydniowe spotkanie w Jodłowym Dworze pod Świętym Krzyżem w sercu Gór Świętokrzyskich poświęcone zagadnieniom dziedzictwa peryglacjalnego we współczesnej rzeźbie Polski było drugą z kolei tematyczną konferencją geologiczno-geomorfologiczną zorganizowaną przez Akademię Świętokrzyską wspólnie z Wydziałem Nauk Geologicznych Uniwersytetu Warszawskiego. Miała ona trzy cele: prezentację wyników badań na różnymi aspektami plejstoceńskiego peryglacjału na ziemiach polskich, prowadzonych w różnych obszarach przez uczestników konferencji, zapoznanie uczestników z formami środowiska peryglacjalnego Łysogór w trakcie sesji terenowej, a także uczczenie jubileuszu jednego z najbardziej zasłużonych i aktywnych geomorfologów ośrodka kieleckiego – dr Bolesława Kowalskiego, który obchodził 65. rocznicę urodzin i któremu organizatorzy zadedykowali całe spotkanie. Konferencja zgromadziła ponad 40 uczestników z różnych ośrodków akademickich Polski (Kraków, Lublin, Łódź, Sosnowiec, Warszawa, Wrocław i oczywiście Kielce), którzy przedstawili łącznie 23 referaty i komunikaty.

Konferencję rozpoczęła prezentacja życiorysu, dorobku naukowego i organizacyjnego dr B. Kowalskiego, przedstawiona przez Henryka Jurkiewicza z Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, który podkreślił wkład Jubilata w poznanie historii geomorfologicznej Gór Świętokrzyskich, zwłaszcza w zakresie geomorfologii strukturalnej, rozwoju sieci rzecznej, historii zlodowaceń kontynentalnych i zjawisk peryglacjalnych. „Personalny" charakter miały także dwa kolejne wystąpienia, w których przypomniano dwie wybitne postaci polskich badaczy plejstoceńskiego środowiska peryglacjalnego: Walerego Łozińskiego – twórcy terminu „peryglacjał" (H. Maruszczak) oraz Jana Dylika (J. Goździk), dokonując także krytycznej, acz sprawiedliwej oceny ich wkładu w naukę światową i polską, widzianą teraz z perspektywy prawie 100 i kilkudziesięciu lat. Podobny charakter miał też referat D. Kosmowskiej-Suffczyńskiej, w nim jednak przedmiotem oceny była nie pojedyncza postać, ale utrwalony w literaturze pogląd o peryglacjalnej genezie powszechnych na niżu i na wyżynach suchych dolin denudacyjnych. Autorka zwróciła uwagę, że część z tych dolin ma założenia tektoniczne, część zaś związana jest ze zróżnicowaną akumulacją glacjalną i fluwioglacjalną, a rola środowiska peryglacjalnego w ich powstaniu była drugorzędna. Charakter regionalnej syntezy miał wspólny referat L. Lindnera i A. Boguckiego, którzy na podstawie reprezentatywnych odsłonięć utworów stokowych i lessów wieku środkowo- i późnoplejstoceńskiego przedstawili pozycję wiekową okresów nasilenia peryglacjalnych zmian krajobrazu.

http://rcin.org.pl

Dalsze referaty poświęcone były bardzo zróżnicowanej problematyce, w obrębie której zarysowało się jednak wyraźnie kilka grup tematycznych. Tematyka górska reprezentowana była w wystąpieniach poświęconych terasom krioplanacyjnym w Beskidach (T. Ziętara), charakterowi form i utworów peryglacjalnych na bazaltowych nekach Pogórza Kaczawskiego w Sudetach (P. Migoń, K. Maciejak i M. Zygmunt), formom środowiska peryglacjalnego ze schyłku ostatniego glacjału w Sudetach (A. Traczyk) oraz strukturalnym i teksturalnym cechom utworów stokowych rozwiniętych na różnym litologicznie podłożu w Sudetach Wschodnich (P. Owczarek).

Kilka referatów, prezentowanych głównie przez geomorfologów związanych z ośrodkiem kieleckim, dotyczyło ziemi kieleckiej. Dokumentowały one szeroki zakres podejmowanej tu problematyki, dotycząc tak różnych zagadnień jak interpretacja klinów zmarzlinowych (M. Barcicki) czy gliniastych utworów przypowierzchniowych genezy wietrzeniowej, wcześniej opisywanych jako gliny zwałowe (R. Sołtysik). R. Sołtysik przekonująco rozprawił się z poglądem o braku jezior na ziemi kieleckiej, przedstawiając kilkanaście przykładów naturalnych zbiorników jeziornych, których geneza wiąże się z peryglacjalnymi procesami eolicznymi. Jeziora powstawały w misach deflacyjnych na zapleczu wydm parabolicznych, w obniżeniach pomiędzy sąsiednimi zdążającymi ku sobie wydmami oraz wskutek zablokowania odpływu w dolinach rzecznych przez przemieszczające się pagóry wydmowe. Część referatów „świętokrzyskich" dość luźno wiązała się z przewodnim hasłem konferencji, ale ukazała uczestnikom inne aspekty przeszłości geologicznej obszaru: nową interpretację strukturalną Łysogór (W. Mizerski i L. Mastella), rozwój torfowisk świętokrzyskich u schyłku ostatniego glacjału (S. Żurek) i osady interglacjału mazowieckiego w okolicy torfowiska Białe Ługi (M. Nita i M. Ludwikowska-Kędzia).

Tradycyjnie już w ramach konferencji poświęconych plejstoceńskiej przeszłości Polski nie zabrakło problematyki eolicznej i lessowej. Żywą dyskusję wzbudziła kwestia interpretacji środowiskowej cech powierzchni ziaren pyłu spotykanych w lessach górnych młodszych Wyżyny Lubelskiej i Wołyńskiej (R. Chlebowski i współautorzy) oraz zagadnienie eolizacji ziaren mineralnych i ewentualna przydatność tej cechy jako wskaźnika stratygraficznego w badaniach czwartorzędu (E. Mycielska-Dowgiałło i B. Woronko). Próbę oceny udziału procesów eolicznych w plejstoceńskiej denudacji Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej przedstawił S. Kobojek. W tym nurcie mieścił się też wspomniany już wcześniej referat R. Sołtysika.

Program konferencji uzupełniły referaty dotyczące peryglacjalnych przekształceń rzeźby staroglacjalnej Wysoczyzny Rawskiej (Z. Rdzany), plejstoceńskiego rozwoju doliny środkowego Bugu (L. Dolecki i W. Szwajger), pomiarów orientacji głazików w aluwiach Skawy (K. Grzybowski), problematycznych interpretacji struktur postsedymentacyjnych na przykładzie odsłonięć w Niecce Nidziańskiej (W. Cabaj) oraz poster, na którym zaprezentowano wyniki teledetekcyjnej analizy występowania lessów w okolicach Przemyśla (K. Piotrowska, M. Kucharska i M. Kamiński).

Trzeci dzień konferencji miał charakter sesji terenowej na północnych stokach Świętego Krzyża, słynących z rozległych gołoborzy kwarcytowych opisywanych już przez Stanisława Staszica w początkach XIX w. W jej trakcie zaprezentowano nie tylko rumowiska skalne, ale także skryte w lesie inne formy i utwory środowiska peryglacjalnego,

http://rcin.org.pl

w ostatnich latach będące przedmiotem badań kolegów z ośrodka kieleckiego, głównie B. Kowalskiego, B. Jaśkowskiego i R. Sołtysika. Mieliśmy zatem okazję oglądać odsłonięte w głębokich wkopach pokrywy stokowe, strefy akumulacji soliflukcyjnej, wysokie i strome czoła form akumulacyjnych o wysokości do kilkunastu metrów oraz strumienie blokowe. Wszystkie opisywane stanowiska wzbudziły żywą dyskusję terenową, której przedmiotem były głównie stratygrafia pokryw stokowych i przydatność metody termoluminescencyjnej do określania wieku osadów o takiej genezie, sposób powstania wielkich form akumulacji soliflukcyjnej, dla których podnoszono podobieństwo do lodowców skalnych, wiek pokryw blokowych oraz zagadnienie współczesnego ruchu pokryw i wyboru optymalnych metod ich pomiaru. Sesję terenową zakończono przejściem przez największe świętokrzyskie gołoborze do klasztoru na Świętym Krzyżu, skąd autobusem uczestnicy powrócili do Jodłowego Dworu, gdzie nastąpiło zamknięcie konferencji.

Spotkanie było niewątpliwie pożyteczne, stało się kolejnym w ostatnich kilku latach forum prezentacji wyników badań nad peryglacjalem, wywołało ożywioną naukową dyskusję, a uczestnikom z zewnątrz pozwoliło na zapoznanie się w terenie ze stale rosnącym dorobkiem ośrodka kieleckiego w dziedzinie badań peryglacjalnych. Ponieważ organizatorzy: B. Jaśkowski, R. Sołtysik i ich współpracownicy zasygnalizowali chęć cyklicznego organizowania konferencji geologiczno-geomorfologicznych w regionie świętokrzyskim, więc za dwa lata zapewne znów spotkamy się w Kielcach lub w ich okolicach.

Piotr Migoń
Instytut Geograficzny UWr., Wrocław

Seminarium naukowe „Problemy gospodarki górskiej w Sudetach"

Wrocław, 24 V 2002 r.

Z okazji Międzynarodowego Roku Gór Sekcja Sudecka Komitetu Zagospodarowania Ziem Górskich PAN oraz jednostki Akademii Rolniczej we Wrocławiu: Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji oraz Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska, zorganizowały seminarium pod powyższym tytułem. Przybyli na nie przedstawiciele nauki z Akademii Rolniczej i Politechniki Wrocławskiej (zastanawia nieobecność pracowników uniwersyteckich), administracji i praktyki. Przy zgodnym uznaniu Sudetów za niezwykle ciekawy naukowo i krajoznawczo region wszyscy przyznawali, że splatają się w nim różnorakie trudności, które już dawno spowodowały uznanie ich za region problemowy. Niestety, nie dostrzegają tego decydenci stopnia krajowego, nie uznający zresztą odrębnej, specyficznej roli gór w polskiej rzeczywistości. Najnowszym tego dowodem stała się odmowa podpisania tzw. ustawy górskiej przez prezydenta Aleksandra Kwaśniewskiego. Wystąpienia dotyczyły następujących zagadnień:

- *Znaczenie Sudetów w makroregionie* – dyr. C. Czujowski, prof. dr hab. J. Fatyga,
- *Zagadnienia produkcji roślinnej* – prof. dr hab. Z. Hryncewicz, prof. dr hab. F. Gospodarczyk,

http://rcin.org.pl

- *Perspektywy rozwoju produkcji zwierzęcej w Sudetach* – prof. dr hab. A. Dobicki, prof. dr hab. T. Szulc,
- *Uwarunkowania prawno-ekonomiczne rozwoju produkcji rolniczej w Sudetach* – prof. dr hab. B. Kutkowska,
- *Infrastruktura techniczna wsi* – prof. dr hab. Z. Więckowicz,
- *Ochrona od powodzi w Sudetach* – prof. dr hab. L. Radczuk, prof. dr hab. W. Czamara,
- *Problemy gospodarki leśnej* – dr inż. B. Konca,
- *Program Odra 2006* – dyr. dr L. Poprawski,
- *Problemy turystyki w Sudetach* – dr inż. arch. M. Staffa,
- *Rozwój agroturystyki* – dyr. B. Rynkowska.

Niektóre zagadnienia rozwinięto i uściślono podczas końcowej dyskusji, szkoda jednak, iż w mocno przerzedzonym gronie. Organizatorzy obiecali podjąć wysiłki, by wraz z KZZG PAN wydrukować teksty w celu zwiększenia efektów seminarium, niewątpliwie pożytecznego. Mają też oni sporządzić listę wniosków i postulatów, aby przekazać je odpowiednim instytucjom i decydentom – być może, ułatwi to zrozumienie specyfiki gór i konieczności odrębnego ich traktowania. Do tego bowiem zmusi, po przyjęciu Polski do Unii Europejskiej, odpowiednia jej dyrektywa. Czy jednak trzeba czekać na to, pogłębiając trudności ludności żyjącej w górach i dalej komplikując racjonalne użytkowanie obszarów górskich? A jest to zagadnienie podnoszone przez badaczy i osoby zainteresowane górami od wielu już lat.

Krzysztof R. Mazurski
Wydział Architektury Politechniki Wrocławskiej, Wrocław

Międzynarodowa konferencja naukowa pt. „Nowe układy powiązań społeczno-ekonomicznych w Europie Środkowej i Wschodniej"

Arłamów, 19–23 V 2002 r.

W dniach 19–23 maja 2002 r. odbyła się międzynarodowa konferencja naukowa w Arłamowie. Była ona dziesiątą konferencją z cyklu, który w latach ubiegłych odbywał się dorocznie w Polańczyku. Głównym organizatorem był Wydział Ekonomii nowego Uniwersytetu Rzeszowskiego pod kierunkiem dziekana prof. Jerzego Kitowskiego. Rolę współorganizatorów spełniały Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN, Komisja Geografii Komunikacji PTG, Wyższa Szkoła Administracji i Zarządzania w Przemyślu oraz Sekcja Gospodarki Przestrzennej Komisji Nauk Ekonomicznych Oddziału PAN w Krakowie.

Tematyka konferencji była kontynuacją problemów poruszonych podczas obrad w latach poprzednich. Przedstawiane wówczas referaty oraz cenna dyskusja merytoryczna dowiodły, że w okresie lat 90. w Europie Środkowej i Wschodniej wykształciły się nowe kierunki powiązań zarówno gospodarczych jak i społecznych. Stwarza to nowe szanse rozwojowe dla państw regionu, a ponadto w znacznym stopniu determinuje inwestycje o charakterze infrastrukturalnym.

http://rcin.org.pl

W Konferencji uczestniczyło około 50 specjalistów, w tym 12 gości z zagranicy reprezentujących uczelnie wyższe i instytuty naukowe z Bratysławy, Brześcia, Kijowa, Lwowa, Oradei, Sofii, Tarnopola i Wilna, a ponadto Uniwersytet Walijski. Spośród ośrodków krajowych najliczniej reprezentowane były: Kraków (Uniwersytet Jagielloński, Akademia Pedagogiczna), Warszawa (IGiPZ PAN oraz Uniwersytet Warszawski) i Rzeszów (Uniwersytet Rzeszowski i Politechnika Rzeszowska); ponadto w obradach uczestniczyli goście z Uniwersytetu Wrocławskiego, Łódzkiego, Gdańskiego, Opolskiego, Szczecińskiego i Lubelskiego oraz z Wyższej Szkoły Ekonomicznej w Białymstoku. Podczas Konferencji wygłoszono 41 referatów, zgrupowanych w 7 sesjach tematycznych.

W sesji pierwszej zatytułowanej „Transformacja społeczno-ekonomiczna w Europie Środkowej i Wschodniej" wygłoszono 16 referatów. Dotyczyły one m.in. typologii powiązań społeczno-gospodarczych w regionie (prof. Z. Ziolo), poziomu i modeli rozwoju gospodarczego (prof. S. Trochimčuk, prof. V. Budkin), konkurencyjności krajów Europy Środkowej i Wschodniej (prof. S. Ciok), powiązań handlowych (A. Melnik), współpracy polsko-ukraińskiej (prof. S. Pysarenko), specjalnych stref ekonomicznych (prof. J. Kitowski) i międzynarodowych migracji zarobkowych (prof. R. Szul). Prof. G. Węcławowicz przedstawił nowe funkcje obszaru metropolitarnego Warszawy, a dr V. Szekely koncepcje parku naukowo-technologicznego w Bratysławie. Transformacje polityczną i gospodarczą na Słowacji omówiła prof. E. Orlof. Dr hab. Tadeusz Palmowski skoncentrował się na północnym wymiarze Unii Europejskiej. Poruszono też zagadnienia historyczno-socjologiczne (prof. K. Sowa) oraz związane z przekształceniem obszarów zdemilitaryzowanych (dr hab. M. Sobczyński), a dr M. Degórski przekonywał zebranych, że środowisko przyrodnicze jest atutem państw Europy Środkowej.

Problematyka sesji II dotyczyła przemian demograficznych w okresie transformacji społeczno-ekonomicznej krajów Europy Środkowej i Wschodniej. Interesującego porównania przekształceń demograficznych w Polsce i na Ukrainie dokonał prof. P. Eberhardt. Szczegółowo analizowano sytuację ludnościową na Litwie (doc. V. Daugirdas) i na Ukrainie (dr A. Chomra). W sesji tej przedstawiono także dwa przekrojowe referaty dotyczące rozwoju i przekształceń szkolnictwa wyższego w Wielkiej Brytanii (prof. J. Borland) i w Polsce (prof. R. Horodeński).

W sesji III skoncentrowano się na zagadnieniach związanych z uwarunkowaniami procesu transformacji społeczno-gospodarczej obszarów przygranicznych. Doskonałym wstępem do dyskusji był referat prof. S. Kałuskiego dotyczący kształtowania się więzi społeczno-ekonomicznych w regionach geograficznych pogranicza polski. W kolejnych wystąpieniach omawiano kondycję gospodarczą polskich powiatów przygranicznych (dr C. Sadowska-Snarska), m.in. porównując ją z sytuacją po ukraińskiej stronie granicy (prof. Z Ziolo). Oddzielne wystąpienia dotyczyły współpracy transgranicznej w zakresie ekorozwoju (dr B. Degórska), zachowań wyborczych (dr M. Kowalski) oraz działania Fundacji Karpackiej (dr E. Malisiewicz).

Sesja IV poświęcona była rozwojowi komunikacji i turystyki w krajach Europy Środkowej i Wschodniej. Analizowano przemiany zachodzące w telekomunikacji (prof. M. Kozanecka), rozwój powiązań transportowych (prof. Z. Makiela), w tym autostradowych (prof. S. Koziarski) oraz rozkład turystyki zagranicznej na terenie kraju (dr T. Ko-

http://rcin.org.pl

mornicki) i jej znaczenie w wymiarze regionalnym województwa lubuskiego (dr K. Małachowski). Sesja V i VI ograniczyły się do dwóch referatów każda. Dotyczyły one odpowiednio przemian rolnictwa i obszarów wiejskich w Polsce (doc. J. Bański) i Bułgarii (doc. M. Iljeva) oraz przemian urbanistycznych w krajach regionu, tj.w Bułgarii (doc. I. Iljev) i na Białorusi (doc. K. Krasovskij). Referaty ostatniej sesji VII dotyczyły wybranych aspektów transformacji społeczno-ekonomicznej w Polsce. Poruszono zagadnienia ubożenia społeczeństwa (mgr G. Baczewski), reformy emerytalnej (dr P. Zieliński), systemu oświaty (dr M. Tkaczuk) i problemy zarządzania ryzykiem w przedsiębiorstwie (mgr T. Śpiewak i mgr M. Pudło).

Jak co roku organizatorzy zapewnili bogaty program turystyczny. 20 maja odbyła się wycieczka do klasztoru O.O. Franciszkanów w Kalwarii Paclawskiej, 21 maja spacer po historycznym ośrodku w Arłamowie, a 22 maja tradycyjne ognisko. 23 maja miał miejsce całodniowy objazd terenowy połączony ze zwiedzaniem Przemyśla i arboretum w Bolestraszycach. Wszyscy referenci zostali zobowiązani do przesłania pisemnych wersji swoich wystąpień, tak aby przed końcem roku mógł się ukazać kolejny tom Rozpraw i Monografii Wydziału Ekonomicznego, zawierający komplet materiałów pokonferencyjnych.

Tomasz Komornicki
IGiPZ PAN, Warszawa

XXX Niemiecko-polska konferencja podręczników szkolnych,
Lutherstadt Wittenberg, 4–7 VI 2002 r.

Z okazji trzydziestolecia powołania przez rządy Polski i Republiki Federalnej Niemiec Wspólnej Niemiecko-Polskiej Komisji Podręczników Szkolnych odbyła się XXX Konferencja, w której wzięli udział historycy (ci stanowili zdecydowaną większość) i geografowie obu krajów (grono kilkunastoosobowe). Uroczystego otwarcia i wprowadzenia do obrad, które odbywały się w wygodnym kompleksie seminaryjnym Leucorea przy głównej Kollegienstrasse, dokonał minister Wyznań Religijnych Saksonii-Anhalt, prof. dr Jan-Hendrik Olbertz. Podczas zakończenia natomiast, także wspólnego, przemawiał przewodniczący Landtagu Dolnej Saksonii Rolf Wernstedt. Swoimi uwagami i refleksjami na temat działalności Komisji oraz współczesnych wyzwań wobec autorów podręczników, niestety, tylko w aspekcie historii, podzielili się obecny ambasador RP w Berlinie dr hab. Jerzy Kranz i jego poprzednik dr Janusz Reiter. Poza tym i poza wspólną wycieczką śladami wielkiego Reformatora Kościoła zachodniego – Marcina Lutra, którego imię zostało nadane miastu w 1922 r. i przetrwało czasy zarówno nazistowskie, jak i komunistyczne, historycy i geografowie obradowali w sekcjach. Ci pierwsi zagłębiali się w tematykę „Niemiecko-polskich obszarów pamięci", podczas gdy drudzy – „Procesy transformacyjne we wschodnich Niemczech i Polsce". Geograficzne referaty były więc następujące:

– *Wprowadzenie: zmiany systemowe i procesy transformacyjne* – prof. dr Horst Forster (Tybinga),

http://rcin.org.pl

- *Transformacja przemysłu w Polsce i wschodnich Niemczech* – prof. dr hab. Bolesław Domański (Kraków) i prof. dr hab. Tadeusz Stryjakiewicz (Poznań),
- *Transformacja rolnictwa we wschodnich Niemczech i Polsce* – prof. dr hab. Krzysztof R. Mazurski (Wrocław),
- *O transformacji powiązań własnościowych w przestrzeni miejskiej wschodnich Niemiec* – dr Dorothea Wiktorin (Kolonia),
- *Regulacje prywatyzacji gruntów w Polsce* – prof. dr Ekkehard Buchhofer (Marburg),
- *Rozwój handlu detalicznego w Polsce i wschodnich Niemczech* – dr Robert Pütz (Moguncja),
- *Ekologiczne następstwa procesów transformacyjnych w Polsce i Niemczech* – prof. dr hab. Andrzej Mizgajski (Poznań),
- *Mentalność w procesie transformacji – nastawienie do zmian* – dr Olaf Kühne (Moguncja),
- *Przedstawianie procesów transformacyjnych w Niemczech i Polsce w polskich podręcznikach szkolnych* – prof. dr hab. Bronisław Kortus (Kraków),
- *Przedstawianie procesów transformacyjnych w Niemczech i Polsce w niemieckich podręcznikach szkolnych* – prof. dr Ekkehard Buchhofer (Marburg).

Każdy referat wywoływał bądź ożywioną dyskusję, bądź liczne zapytania. Trzeba zaznaczyć, że dotyczyły one aspektów merytorycznych, a nie zarzutów co do tendencyjności autorów. Poruszenie wszakże, po obu stronach, wywołał przykład jednego z niemieckich podręczników, w którym w stary sposób zilustrowano polskie rolnictwo zdjęciem rolnika wiozącego końskim zaprzęgiem drabiniastym siano. Jeden z polskich uczestników zauważył, że mimo wszystko jest postęp, bowiem wóz miał koła na oponach. Generalnie jednak niemiecki uczeń ciągle karmiony jest w dużej mierze nieaktualnymi informacjami i obrazem prymitywnej gospodarki wiejskiej. W aspekcie przystąpienia Polski do Unii Europejskiej jedno z wydawnictw zamieściło swojego rodzaju komiks, kształtujący obawy, iż Portugalczycy już, a Polacy wkrótce zabiorą młodemu Niemcowi miejsce pracy. W tym kontekście uznano, iż praca Instytutu Międzynarodowych Badań Podręcznikowych im. Georga Eckerta w Brunszwiku jest nadal bardzo potrzebna.

Należy dodać, że pracę Sekcji Geograficznej przygotowali profesorowie Ekkehard Buchhofer i Bronisław Kortus – jej współprzewodniczący. Dokumentacja konferencji ma być opublikowana do końca 2002 r. Niewątpliwie przygotowane materiały staną się wielce użyteczne dla prowadzących badania w odpowiednich kierunkach. Być może, nie będzie też jeszcze za późno, by wnioski z porównań wykorzystali decydenci – zwłaszcza polscy.

Krzysztof R. Mazurski
Wydział Architektury, Politechnika Wrocławska, Wrocław

http://rcin.org.pl

Konferencja Komisji Dynamiki Przestrzeni Ekonomicznych MUG „Przemysł w usieciowionym świecie: nadawanie sensu globalizacji"

Johannesburg (RPA), 30 VII–2 VIII 2002 r.

W dniach 30 VII–2 VIII 2002 r. odbyła się coroczna konferencja Komisji Dynamiki Przestrzeni Ekonomicznych Międzynarodowej Unii Geograficznej pt. *„Industry in a Networked World: Making Sense of Globalisation"*. Poprzedzała ona konferencję regionalną MUG w Durbanie. Obrady odbywały się w pięknie położonym i doskonale wyposażonym ośrodku rekreacyjno-konferencyjnym Glenburn Lodge, oddalonym około 20 km od Johannesburga. W konferencji wzięło udział ponad 40 uczestników z 18 krajów; szczególnie liczne były grupy geografów z Niemiec oraz krajów Dalekiego Wschodu (Chiny, Tajwan, Korea Południowa).

Program konferencji podzielony był na 19 sesji tematycznych (w tym sesję wprowadzającą i podsumowującą) oraz wycieczkę terenową. Każda sesja składała się z 2–3 referatów, komentarza koreferenta oraz dyskusji ogólnej. Ponadto integralną częścią konferencji były dyskusje podsumowujące poszczególne dni obrad.

Lokalnym organizatorem konferencji był profesor Chris Rogerson z Uniwersytetu Witwatersrand w Johannesburgu, a koordynacją merytoryczną zajmowali się profesorowie Claes Alvstam z Uniwersytetu w Göteborgu i Eike Schamp z Uniwersytetu we Frankfurcie nad Menem. Oni też dokonali ogólnego wprowadzenia w problematykę konferencji. Kolejny referat wprowadzający pt. *Industrial change in a networked world: local and global networks of innovation* wygłosił przewodniczący Komisji Dynamiki Przestrzeni Ekonomicznych MUG – Sam Ock Park. Przedstawił w nim interesującą próbę typologii sieci oraz dróg ich ewolucji.

Pierwsza sesja tematyczna poświęcona była nowym formom sieci gospodarczych w dobie globalizacji. W wygłoszonych referatach podkreślano m.in. znaczenie czynnika etnicznego w kształtowaniu się sieci usług finansowych (co zaznacza się szczególnie silnie w przypadku Singapuru), a także wyłanianie się międzynarodowych sieci w dziedzinie produkcji i usług na rzecz ochrony środowiska.

W ramach drugiej sesji dyskutowano zagadnienie ekspansji globalnych sieci produkcji przemysłowej. Referenci, nawiązując do koncepcji łańcuchów wartości dodanej, szczególną uwagę przywiązywali do przestrzennych aspektów zarządzania takimi sieciami. Rozważania teoretyczne ilustrowane były licznymi *case studies*, które dotyczyły zarówno przemysłów zaawansowanej technologii, jak i przetwórstwa i dystrybucji owoców cytrusowych.

Kolejne dwie sesje tematyczne poświecone były roli firm ponadnarodowych w przestrzennej reorganizacji globalnego podziału pracy. Firmy te uzyskują przewagę konkurencyjną m.in. dzięki rozwijaniu tzw. kluczowych kompetencji (*core competence*) – przykład japońskiej korporacji Sharp lub dzięki szerokiemu wykorzystaniu nowych technologii informacyjno-komunikacyjnych (np. firma Haier z Chin). Referat Gavina Bridge'a z USA pokazał jednak, że również w przemysłach tradycyjnych (takich jak górnictwo węgla kamiennego) podejmowane są strategie globalizujące. W tym kontekście szanse

http://rcin.org.pl

polskiego górnictwa nie wyglądają optymistycznie, jeśli kontynuowana będzie dotychczasowa „strategia przetrwania".

Dalsze dwie sesje skoncentrowane były na problematyce regulacji sieci globalnych. Ożywioną dyskusję wywołał referat Borisa Brauna z Niemiec na temat roli standardów zarządzania (np. ISO 9000, ISO 14000) w gospodarce światowej.

W drugim dniu konferencji uwaga referentów i dyskutantów skupiona była przede wszystkim na dwóch zagadnieniach:

a) wiedza a globalizacja;

b) rola korporacji ponadnarodowych w krajach je goszczących.

Sesje omawiające transfer wiedzy w globalnej gospodarce pokazały, że kwestii tej poświęca się obecnie szczególnie dużo uwagi w krajach południowo-wschodniej Azji, kładąc przy tym nacisk m.in. na umocowanie lokalne (*local embeddedness*) sieci innowacji. W ramach jednej z tych sesji wygłosił referat laureat nagrody za najlepszą pracę doktorską związaną z problematyką konferencji (*Travel Award*), która przyznawana jest corocznie przez Komisję. Tym razem laureatem został Norbert Buzs z Węgier, a jego referat zatytułowany był: *From technology transfer to knowledge transfer: an institutional revolution.*

Rolę firm zagranicznych w krajach je goszczących pokazano na przykładzie trzech krajów: Polski, Indii oraz RPA. Referat dotyczący Polski pt. *Transnational corporations and the postsocialist economy: learning the ropes and forging new relations in contemporary Poland*, oparty na bogatym materiale empirycznym, wygłosił Bolesław Domański z Uniwersytetu Jagiellońskiego.

W trzecim dniu konferencji odbyła się wycieczka terenowa do Pretorii i Johannesburga, w trakcie której jej uczestnicy zapoznali się m.in. z regionalnymi projektami rozwoju prowincji Gauteng (program *Blue IQ*).

Czwarty i ostatni dzień konferencji poświęcony był wyłącznie problemom miejsca usieciowienia lokalnego w sieciach globalnych oraz reakcjom lokalnych sieci przemysłowych na przemiany globalne. Podczas pięciu sesji dyskutowano m.in. zagadnienia: skupisk przemysłowych (*industrial clusters*), roli organizacji i instytucji w kształtowaniu sieci gospodarczych, przechodzenia od egzogenicznych do endogenicznych form rozwoju lokalnego (przykład *Sophia Antipolis* we Francji), restrukturyzacji tradycyjnych gałęzi gospodarki i regionów peryferyjnych. Prezentowane w tym dniu case studies cechował bardzo szeroki i różnorodny zakres branżowy (od przemysłu odzieżowego po ośrodki badawczo-rozwojowe) oraz przestrzenny (Chiny, Polska, Francja, Chile, RPA, Indie, Kanada, Niemcy). Wolf Gaebe z Uniwersytetu w Stuttgarcie pokazał na konkretnym przykładzie (przemysłu instrumentów chirurgicznych w Tuttlingen) jak proces globalizacji oddziałuje na lokalny system produkcyjny. Z kolei Tadeusz Stryjakiewicz z Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu wygłosił referat pt. *Contrasting experiences of networking in a transition economy: the case of Poland*, zawierający m.in. próbę typologii sieci gospodarczych w warunkach transformacji. Referat ten, wraz z referatem B. Domańskiego i kilkunastoma innymi, ma być opublikowany w książce pod redakcją C. Alvstama i E. Schampa w ramach serii prac Komisji Dynamiki Przestrzeni Ekonomicznych

http://rcin.org.pl

(poprzednio Komisji Organizacji Przestrzeni Przemysłowej) MUG przez wydawnictwo Ashgate w Wielkiej Brytanii.

Ogółem w czasie konferencji wygłoszono 34 referaty. Konferencję zakończyła dyskusja podsumowująca (w której zabrało głos kilkunastu dyskutantów), a następnie degustacja win (przygotowana przez Jane Rogerson) i pożegnalna kolacja.

Konferencja pokazała, że struktury sieciowe stają się coraz powszechniejszą formą przestrzennej organizacji globalizującej się gospodarki. Ich powstawanie i efektywne funkcjonowanie jest zależne z jednej strony od czynników ekonomicznych (np. zwiększanie elastyczności produkcji jako reakcja na szybko zmieniający się popyt, obniżanie kosztów transakcyjnych), z drugiej – od szeroko rozumianego kontekstu społecznego (np. tworzenie środowiska zaufania, umocowanie sieci w strukturach regionalnych). Niestety, wpływ tego ostatniego ciągle jeszcze jest słabo poznany. Brakuje przy tym powszechnie akceptowanych standardów metodologicznych, terminologii i narzędzi jego analizy. Wydaje się, że tym ważnym zagadnieniom poświęcono w referatach zbyt mało uwagi. Natomiast dużym sukcesem konferencji było ukazanie różnorodności form usieciowienia oraz ich globalnych i lokalnych uwarunkowań.

Tadeusz Stryjakiewicz
Instytut Geografii Społeczno-Ekonomicznej i Gospodarki Przestrzennej UAM, Poznań

http://rcin.org.pl

R E C E N Z E N C I

Redakcja Przeglądu Geograficznego składa serdeczne podziękowanie osobom, które w okresie od lutego 2001 do września 2002 roku podjęły się trudu recenzowania nadsyłanych materiałów. Były to:

Leon Andrzejewski
Mieczysław Banach
Andrzej Ber
Krzysztof Błażejczyk
Mirosław Bogacki
Marcin Brzeziński
Zbyszko Chojnicki
Ryszard Czarnecki
Marek Degórski
Bolesław Domański
Stanisław Dziadek
Janusz Faliński
Jan Falkowski
Izasław Frenkel
Wojciech Froehlich
Wanda M. Gaczek
Ryszard Glazik
Benicjusz Głębocki
Andrzej Goclowski
Hanna Godlewska
Grzegorz Gorzelak
Bronisław Górz
Małgorzata Gutry-Korycka
Czesław Guzik
Jerzy Grzeszczak
Władysław Hasiński
Antoni Jackowski
Michał Jasiulewicz
Ryszard Jedut
Dobiesław Jędrzejczyk
Sylwia Kaczmarek
Włodzimierz Kamiński
Zygmunt Klajnert
Danuta Kołodziejczyk
Tomasz Komornicki
Andrzej S. Kostrowicki
Andrzej Kostrzewski
Adam Kotarba
Andrzej Kowalczyk
Marianna Kozanecka
Stefan Koziarski
Krzysztof Kożuchowski
Marek Kupiszewski
Witold Kusiński
Teofil Lijewski
Stanisław Liszewski
Jan Łoboda
Henryk Maruszczak
Andrzej Matczak
Elżbieta Mycielska-Dowgiałło
Marcin Nowosad
Barbara Obrębska-Starklowa
Janusz Paszyński
Władysław Pożaryski
Witold Rakowski
Andrzej Richling
Roman Rudnicki
Jerzy Runge
Lech Ryszkowski
Leszek Starkel
Władysława Stola
Maria Stopa-Boryczka
Tadeusz Stryjakiewicz
Jan Szupryczyński
Jan Tamulewicz
Kazimierz Tobolski
Wojciech Warakomski
Jadwiga Warszyńska
Grzegorz Węcławowicz
Andrzej Wieloński
Józef Wojtanowicz
Alojzy Woś
Augustyn Woś
Andrzej Woźniak
Andrzej Zborowski
Włodzimierz Zgliński
Wojciech Ziętara

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

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 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 kartce. 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:*

Kiełczewska-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.

• *prace niepublikowane:*

Szawłowska 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.

http://rcin.org.pl

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.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Cena zł 30,–

Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

Wpłaty na prenumeratę przyjmują na okresy kwartalne:

na teren kraju • jednostki kolportażowe RUCH SA na terenie całego kraju, właściwe dla miejsca zamieszkania lub siedziby prenumeratora oraz doręczyciele w miejscowościach, gdzie dostęp do urzędu jest utrudniony, • od osób lub instytucji, zamieszkałych lub mieszczących się w miejscowościach, w których nie ma jednostek kolportażowych RUCH, wpłaty należy wnosić do RUCHU SA Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy, 01-248 Warszawa, ul. Jana Kazimierza 31/33, skr. poczt. 12. Konto: PBK SA XIII Oddział Warszawa nr 11101053-16551-2700-1-67. RUCH SA zapewnia dostawę pod wskazany adres pocztą zwykłą w ramach opłaconej prenumeraty.

na zagranicę • RUCH SA Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy, 01-248 Warszawa, ul. Jana Kazimierza 31/33, skr. poczt. 12. Konto: PBK SA XIII Oddział Warszawa nr 11101053-16551-2700-1-67. Dostawa odbywa się pocztą zwykłą w ramach opłaconej prenumeraty z wyjątkiem zlecenia dostawy pocztą lotniczą, której koszt w pełni pokrywa zleceniodawca.

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

Terminy wpłat na prenumeratę zagraniczną:

do 20 XI na I kwartał roku następnego
do 20 II na II kwartał roku bieżącego
do 20 V na III kwartał roku bieżącego
do 20 VIII na IV kwartał roku bieżącego

Terminy wpłat na prenumeratę krajową:

do 5 XII na I kwartał roku następnego
do 5 III na II kwartał roku bieżącego
do 5 VI na III kwartał roku bieżącego
do 5 IX na IV kwartał roku bieżącego

Dostawa zamówionej prasy następuje w sposób uzgodniony z zamawiającym.

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.

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, 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.

Our journal is also available trough:
Foreign Trade Enterprise ARS POLONA
Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, Poland
fax (48) (22) 826 86 73

http://rcin.org.pl

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY – 2002, TOM 74, ZESZYT 4
http://rcin.org.pl