

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

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

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2005, TOM 77, ZESZYT 3



WARSZAWA 2005

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

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2005, TOM 77, ZESZYT 3



WARSZAWA 2005

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZÁK, TERESA CZYŻ, EAMONN J. JUDGE, 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

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

Ark. wyd. 12,5	Oddano do składania w sierpień 2005 r.
Ark. druk. 9,5	Druk ukończono w październiku 2005 r.

Skład: Aleksandra Deręgowska, Pracownia Kartografii i SIG IGiPZ PAN
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa, 00-656 Warszawa, ul. Śniadeckich 8

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

Marsz A. A. – O przyczynach „wcześniejszego następowania zimy” na obszarze Europy nadbałtyckiej w ostatnim 30-leciu XX wieku.....	289
The causes of the "earlier occurrence of winter" in Baltic Europe during the last thirty years of the 20th century.....	308
Falarz M. – Dni z pogodą parną na obszarze Polski.....	311
Days with sultry weather in Poland.....	322
Nita J., Myga-Piątek U. – Przykład zastosowania technik komputerowych do waloryzacji i ochrony krajobrazów Wyżyny Częstochowskiej.....	325
An example of the application of computer technologies in the valuation and protection of landscapes of the Częstochowa Upland.....	340
Kordowski J. – Problemy interpretacji rzeźby dna doliny dolnej Wisły w Basenie Świeckim w świetle ostatnich badań geomorfologicznych.....	343
Some problems with interpreting the valley-floor topography of the lower Vistula in the light of recent geomorphological investigations.....	355
Zgłobicki W., Baran-Zgłobicka B. – Abiotyczne uwarunkowania powstawania wąwozów na obszarach lessowych Polski południowo-wschodniej.....	357
Abiotic conditions of gully formation within loess areas of south-eastern Poland.....	365
Malik I. – Przebieg erozji wąwozowej na podstawie datowania odsłonięcia korzeni drzew – na przykładzie badań z Wysoczyzny Proboszczowickiej (Wyżyna Śląska).....	367
Gully erosion recorded by dating the exposure of tree roots – on the example of the Proboszczowicka Plateau (Silesian Upland, southern Poland).....	381
Kobojek E. – Środowiskowe skutki reintrodukcji bobra (<i>Castor fiber</i>) w dolinie Rawki..	383
Environmental effects of the reintroduction of the beaver (<i>Castor fiber</i>) to the Rawka Valley.....	396

WSPOMNIENIA

50-lecie ekspedycji krakowskich geomorfologów i hydrologów w Bieszczady (<i>L. Starkeł</i>)..	397
---	-----

KRONIKA

Kazimierz Trafas 1939–2004 (<i>Jan R. Ołędzki</i>).....	401
Stopnie naukowe doktora habilitowanego i doktora nauk geograficznych, uzyskane w 2004 r. (<i>L.K.</i>).....	405
Symposium European Commission Global Change Research: International Partnership Bruksela, 6–7 V 2004 r. (<i>L. Starkeł</i>).....	411
Konferencja europejska „Paleoklimat – ograniczenie niepewności” – Utrecht, 6–9 VII 2004 r. (<i>L. Starkeł</i>).....	414
Kongres EUROSOL 2004 – Freiburg, 4 – 12 IX 2004 r. (<i>M. Degórski, A. Kowalkowski</i>)...	415
II Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Mała retencja jako element poprawy zasobów wodnych” – Wrocław, 16–17 XI 2004 r. (<i>D. Brykała</i>).....	417
Piąta wyprawa badawcza toruńskich geomorfologów na Islandię – lato 2004 r. (<i>P. Molewski</i>).....	419

O przyczynach „wcześniejszego następowania zimy” na obszarze Europy nadbałtyckiej w ostatnim 30-leciu XX wieku

*The causes of the "earlier occurrence of winter"
in Baltic Europe during the last thirty years of the 20th century*

ANDRZEJ A. MARSZ

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Akademia Morska,
81-374 Gdynia, ul. Sędzickiego 19; e-mail: aamarsz@am.gdynia.pl

Zarys treści. W pracy poddaje się analizie zasięg i przyczyny obserwowanego w ciągu ostatnich 20–30 lat XX wieku na obszarze Polski i obszarów otaczających ochłodzenia, które zaznaczyło się na początku zimy (w listopadzie–grudniu). Przyczyną tego ochłodzenia jest wzrost częstości występowania układów wysokiego ciśnienia nad Morzem Norweskim i Półwyspem Skandynawskim i jednoczesny spadek występowania nad tym samym obszarem częstości układów barycznych o obniżonym ciśnieniu. Zwiększa to częstość adwekcji z N i NE nad południową część obszaru wokółbałtyckiego. Zachodząca w latach 1971–2002 zmiana charakteru cyrkulacji atmosferycznej na tym obszarze jest wymuszana przez wzrost zasobów ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego w końcu letniego nagrzewania oceanu (sierpień–wrzesień).

Słowa kluczowe: współczesne zmiany klimatu, Europa Środkowa, NE Atlantyk, cyrkulacja atmosferyczna, temperatura powietrza (SAT), temperatura powierzchni oceanu (SST).

Sformułowanie zagadnienia

Studia nad zmiennością warunków termicznych nad Polską w XX wieku (Degirmendźić i inni, 2002; Fortuniak i inni, 2001; Kożuchowski, 2000; Kożuchowski i Żmudzka, 2001, 2002) wykazują, że w ostatnim 20–30-leciu XX wieku zaznaczają się różnokierunkowe zmiany w rocznym przebiegu temperatury powietrza. Najwyraźniejszy jest stosunkowo znaczny wzrost temperatury zimy, przy czym ocieplanie się zimy, z największym wzrostem temperatury powietrza w styczniu i lutym, przedłuża się na marzec. Jednocześnie, wraz z ocieplaniem się zimy i przedwiośnia, obserwuje się spadek temperatury powietrza w okresie początku zimy, szczególnie wyraźny w grudniu (Kożuchowski, 2000; Kożuchowski i Żmudzka, 2001; Fortuniak i inni, 2001). Powoduje to „przesuwanie się”

w czasie najchłodniejszej pory roku w kierunku wcześniejszego jej rozpoczęcia się i wcześniejszego końca.

Oceniając zachodzące zmiany K. Kozuchowski (2000) stwierdza, że ocieplanie się zimy prowadzące do zmniejszania się rocznej amplitudy temperatury stanowi przejaw narastającego oceanizmu klimatycznego. Zauważa jednak, że ocieplanie się wiosny i jednocześnie spadek temperatury powietrza w okresie jesieni, w tym szybsze następowanie zimy, jest niezgodne „z tym rozwojem, który według klimatologicznych wyobrażeń o oceanicznym reżimie termicznym powinien prowadzić do uprzywilejowania termicznego jesieni, w porównaniu z wiosną” (Kozuchowski, 2000, s. 40).

Badania natury zmian w rocznym biegu temperatury powietrza w okresie ostatniego 20–30-lecia XX w. wykazały, że stanowią one odbicie zachodzących w tym samym czasie zmian w cyrkulacji atmosferycznej (Kozuchowski, 2000; Degirmendžić i inni, 2000, 2002; Kozuchowski i Żmudzka, 2002; Marsz i Styszyńska, 2001). Jednak w przypadku zaznaczającego się ochłodzenia jesieni i obniżki temperatury w grudniu, dotychczas prowadzone badania nad zmiennością cyrkulacji atmosferycznej napotykają na trudności w objaśnieniu tego procesu (Kozuchowski i Żmudzka, 2002).

Można więc postawić pytanie: jakie procesy są odpowiedzialne za obserwowane ochłodzenie jesieni oraz grudnia, prowadzące do wcześniejszego następowania zimy na obszarze Polski i co stanowi przyczynę ich występowania?

Celem tej pracy jest próba odpowiedzi na to pytanie, przy czym uwagę skierowano głównie na objaśnienie przyczyn prowadzących do obniżania się temperatury powietrza w początku zimy. Przez „początek zimy” rozumie się dalej okres dwóch miesięcy – listopada i grudnia, przełomowy między tradycyjnie przez klimatologów traktowaną jesienią (wrzesień, październik, listopad) a zimą (grudzień, styczeń, luty). Badaniami objęto okres 1971–2001/2002.

Źródła danych i metody badań

W pracy wykorzystano szeregi chronologiczne danych o temperaturze miesięcznej listopada i grudnia, ciśnieniu atmosferycznym z tych samych miesięcy i szeregi chronologiczne wartości anomalii temperatury wybranych powierzchni wschodniej części Atlantyku Północnego.

Źródłami danych o temperaturze miesięcznej na stacjach europejskich są zbiory pochodzące z banków danych Nordklim i GISS (NASA Goddard Institute for Space Studies) oraz udostępnione autorowi przez R. Brazdila szeregi miesięcznej temperatury obszarowej dla Czech. Ze zbioru Nordklim wykorzystano dane dla uwzględnionych w tym opracowaniu stacji skandynawskich (Danii, Finlandii, Islandii, Norwegii, Szwecji). Zbiór Nordklim jest scharakteryzowany szczegółowo w pracy H. Tuomenvirtty i innych (2001). Praca ta omawia zarówno zawartość i sposób organizacji danych w zbiorze Nordklim, jak i metody zastoso-

wane przy weryfikacji danych, metody kontroli jakości danych, w tym ich homogenizacji. Dane dla pozostałych stacji pochodzą ze zbioru GISS. Zbiór GISS stanowi przetworzenie i kompilację danych z banków danych GHCN v.2 (Global Historical Climatological Network) i MCDW (Monthly Climatic Data for the World; WMO – NCDC). Metody zastosowane do kontroli jakości danych miesięcznej temperatury powietrza ze zbiorów wyjściowych, sprawdzenia homogeniczności szeregów i ich korekty, etc., wykorzystanych dla zestawienia finalnych danych zawartych w zbiorach banku GISS omawiają prace T. Petersona i innych (1998) oraz J. Hansena i innych (1999; 2001). Średnie miesięczne obszarowe szeregi powietrza z Republiki Czeskiej stanowią uśrednienie danych z 95 stacji czeskich. Metody zastosowane przy weryfikacji danych wyjściowych, ich homogenizacji i obliczeniach omawiają prace R. Brazdila i innych (2000, 2001).

Do analizy pola ciśnienia wykorzystano chronologiczne szeregi miesięcznych wartości ciśnienia na poziomie morza dla gridów o rozdzielczości $2,5 \times 2,5^\circ$. Źródłem były dane NOAA NCEP/NCAR Reanalysis (zbiór CDAS-1 Monthly Intrinsic MSL Pressure), udostępnione przez IRI Data Library (przez ftp). Do konstrukcji mapy rozkładu trendów ciśnienia i map izokorelat zmniejszono rozdzielczość do siatki $5 \times 5^\circ$.

Wartości anomalii temperatury wybranych powierzchni Atlantyku Północnego na powierzchniach $2 \times 2^\circ$ obliczono ze zbiorów Reynoldsa (zbiory CAC_SST i IGOS nmc Reyn_SmithOIV1 monthly sst; Reynolds i Marisco, 1993; Reynolds i Smith, 1994) względem średnich klimatycznych z lat 1950–1979 (Reynolds i Roberts, 1987). Jakość i jednorodność zbiorów CAC_SST i IGOS nmc Reyn_SmithOIV1 monthly sst nie budzi wątpliwości. Ewentualne niedokładności przy szacowaniu wartości klimatycznych temperatury powierzchni oceanu przez Reynoldsa i Roberta (1987) mogą wpłynąć jedynie na określenie wartości anomalii temperatury powierzchni oceanu, są one jednak bez znaczenia dla wyników obliczeń wskaźników korelacji czy też określenia objaśnianej wariancji temperatury powietrza przez zmienność anomalii temperatury powierzchni oceanu.

Zastosowane metody badawcze to analiza korelacji liniowej, analiza regresji oraz analiza wariancji. Wszystkie obliczenia wykonywano posługując się programem Statistica v. 5.5 firmy StatSoft.

Rozmiar i zasięg ochłodzenia początku zimy

Przed próbą objaśnienia przyczyn ochłodzenia początku zimy w latach 1971–2002 wydaje się celowe scharakteryzowanie rozmiarów tego ochłodzenia i jego zasięgu terytorialnego.

Precyzyjne określenie przebiegu i momentu, od którego rozpoczęło się obniżanie temperatury powietrza w początku zimy jest stosunkowo trudne, gdyż nieco inaczej zachowuje się temperatura listopada, a inaczej grudnia.

Jeśli rozpatrywać okres 1971–2002, można określić, że na obszarze Polski obniżanie się temperatury listopada nastąpiło po roku 1982. Po tym roku temperatura miesięczna listopada osiągała co kilka lat coraz to niższe wartości. Na stacjach Białystok, Elbląg, Kraków, Poznań, Szczecin, Warszawa, Włodawa i Wrocław¹ w okresie od 1970 do 1984 r. nie notowano ujemnych wartości temperatury miesięcznej listopada, od 1985 natomiast notuje się, poza Szczecinem, spadki temperatury miesięcznej poniżej zera. Trzeba tu zauważyć, że rok 1982, według badań W. Fortuniaka i innych (2001) jest równocześnie tym rokiem, w którym pojawiają się pierwsze oznaki wzrostu temperatury rocznej na obszarze Polski.

Zauważa się, że ochłodzenie listopada rozpoczęło się na północy Polski i stopniowo, wraz z upływem czasu postępuje z E-NE na W-SW. Największy spadek temperatury listopada w okresie 1971–2002 obserwuje się w Białymstoku, gdzie wartość trendu wynosi $-0,035\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Nieznacznie niższy tylko trend występuje w Szczecinie (1); $-0,034\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Temperatura listopada w Warszawie spada o $0,029$, w Poznaniu o $0,028$, we Wrocławiu o $0,020\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Spadek temperatury listopada we Włodawie wynosi $0,018\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ i jest mniejszy niż np. w Elblągu ($-0,028\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Najmniejszy spadek temperatury listopada notuje się w Krakowie – jest on praktycznie zerowy ($-0,002\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Średni dla Polski spadek temperatury w listopadzie wynosi $0,023\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Trendy temperatury listopada na obszarach otaczających Polskę są również ujemne. Na północny wschód od Polski ich wartości są na ogół większe od występujących w Polsce (Kowno $-0,048$, Mińsk $-0,044$, Wilno $-0,041$, Voru $-0,043$, Psków $-0,048\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), na zachód i południe od Polski – podobne jak w Polsce lub mniejsze (Czechy – średnia obszarowa $-0,013$, Praha-Ružyně $-0,024$, Berlin $-0,035$, Drezno $-0,024$). Na północ od Polski spadki temperatury listopada się zmniejszają (Kopenhaga $-0,020$, Visby $-0,019$, Ronne (Bornholm) $-0,009\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), by od linii leżącej na N od Norrköping zmienić się na wzrosty temperatury (Sztokholm $+0,014$, Falun $+0,045\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Wszystkie wartości trendów temperatury listopada są nieistotne statystycznie.

Temperatura grudnia w okresie 1970–2002 wykazuje duże wahania, z pewnym zmniejszeniem zmienności międzyrocznej w latach 1983–1992, jednak ogólny jej trend jest ujemny. Również w tym przypadku ochłodzenie grudnia jest silniejsze na wschodzie Polski niż w jej zachodniej części (Kozuchowski, 2000). W całym okresie 1971–2002 najsilniejsze ujemne trendy temperatury zaznaczają się na obszarze wschodniej Polski i na obszarach położonych od niej na E i NE (Puławy $-0,102$, Włodawa $-0,099$, Białystok $-0,094$, Warszawa $-0,092$, Kraków $-0,078$, Elbląg $-0,075$, Lwów $-0,095$, Kijów $-0,121$, Mińsk $-0,099$, Kowno $-0,101$,

¹ Średnią temperaturę z tych ośmiu stacji dalej określa się mianem „średniej dla Polski”. Nie różni się ona, jako średnia listopada, średnia grudnia i średnia z obu tych miesięcy (średnia „początku zimy”) istotnie od takich samych średnich obliczonych z 25 stacji równomiernie rozmieszczonych na obszarze Polski.

Wilno $-0,090\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$)². Średni dla Polski trend temperatury miesięcznej grudnia wynosi $-0,074\text{ }^{\circ}\text{C}$ na rok i nie jest istotny statystycznie ($p = 0,067$).

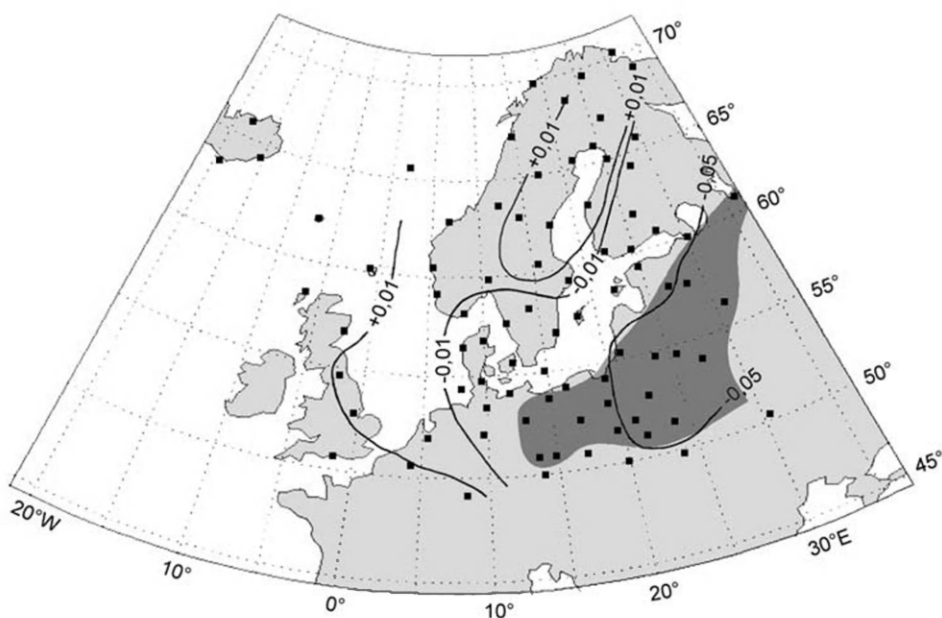
Słabsze, ale wyraźne ochłodzenie obserwuje się również w grudniu na obszarach położonych na zachód od Polski. We wschodnich Niemczech wynosi ono od $-0,066\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Goerlitz) do $-0,050\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Schleswig), w Czechach $-0,049$, w Danii od $-0,049$ (Kopenhaga) do $-0,038\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Aalborg). Na północ od Polski ochłodzenie grudnia zaznacza się również w południowej i środkowej Szwecji, południowej Norwegii i południowej Finlandii. Granicę występowania ujemnego trendu temperatury grudnia można wyznaczyć w przybliżeniu jako linię biegnącą na S od Bodo (Norwegia) przez Falun (trend $0,000$) do fińskiego wybrzeża Zatoki Botnickiej między Turku a Vaasa, i dalej na N, na E od Haparandy i na W od Sodankyli (Finlandia).

Grudniowe ochłodzenie lat 1971–2002 jest wyraźnie dwudzielne. W okresie 1970–1982 (13 lat) na obszarze Polski spadki temperatury grudnia są dość silne, nie wykazując przy tym wyraźniejszego porządku przestrzennego. Podobne, lecz sprawiające wrażenie chaotycznych, zmiany temperatury grudnia w tym okresie zaznaczają się też na większości obszaru wokółbałtyckiego. W latach 1983–2002 spadki temperatury ulegają „uporządkowaniu” w przestrzeni; znaczne obniżki temperatury następują na południe od wybrzeży bałtyckich, tworząc pas od Pskowa-Wielkich Łuków przez Kowno-Mińsk, Elbląg-Włodawę, Szczecin-Goerlitz, Warnemunde-Hamburg, Kopenhagę-Aalborg, Jonkoping (Szwecja)-Oksoy Fyr (Norwegia).

Generalny rozkład przestrzenny trendów ochłodzenia „początku zimy”, traktowany jako średni trend listopada i grudnia przedstawia rycina 1. Oprócz obszaru wyraźnego ochłodzenia tworzącego pas ciągnący się wzdłuż południowego wybrzeża Bałtyku od Rosji, przez Białoruś, północną Ukrainę, Polskę po wschodnie Niemcy, widoczne są dwa obszary występującego jednocześnie ocieplenia. Pierwszy z nich lokuje się nad Atlantykiem na N-NW od Szkocji, nad Szkocją i zachodnimi rejonami Wysp Brytyjskich. Na stacji Thorshavn (Wyspy Owcze, Faroe Island) trend temperatury początku zimy wynosi $+0,037\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ i jest istotny statystycznie, podobnie silne i wysoce istotne statystycznie trendy dodatnie temperatury powietrza tego okresu występują na Islandii (Akureyri $+0,077$, Storhofdi $+0,056\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Dodatkowo trendy występują również na stacjach Stornoway (Hebrydy Zewnętrzne, $0,023$), Lerwick (Szetlandy, $0,019$), Aberdeen ($0,020\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Drugi obszar ocieplenia lokuje się nad Zatoką Botnicką i leżącą na W od niej częścią Szwecji. Na tym obszarze wartości trendów są silnie zróżnicowane, wahając się od $+0,075$ (Haparanda) do kilku pierwszych setnych stopnia C na rok (Oestersund $0,018$, Falun $0,023$, Harnosand $0,032$, Vaasa $0,030\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$).

² Wartości trendów grudnia na stacjach: Puławy, Warszawa, Włodawa, Kowno, Lwów i Kijów są istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$.

Ochłodzenie początku zimy nad Polską jest wyraźne (ryc. 2) – w okresie 1971–2002 średnia temperatura listopada i grudnia spada o $0,049^{\circ}\text{C}$ na rok. Trend ten jest nieistotny statystycznie ($p < 0,0508$), choć trzeba zauważyć, że do granicy dzielącej go od progu, po przekroczeniu którego stałby się istotny na poziomie $p < 0,05$, jest tu bardzo blisko. Opisany trend objaśnia około 9% zmienności średniej temperatury listopada i grudnia na obszarze Polski.

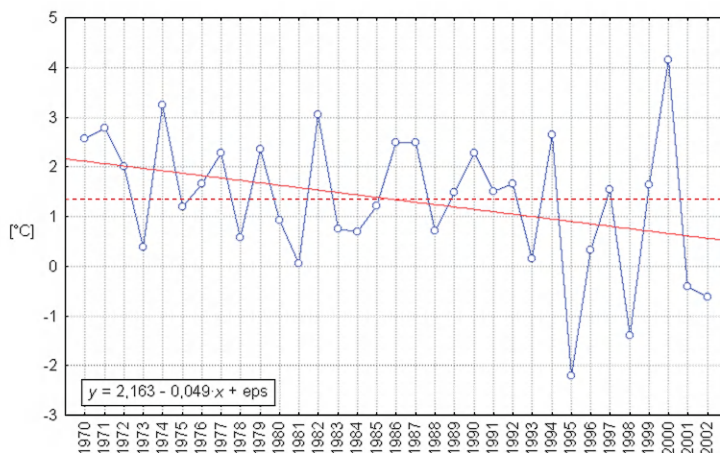


Ryc. 1. Rozkład wartości trendów temperatury powietrza w okresie „początku zimy” (średnia XI i XII) w latach 1971–2002. Powierzchnia zaciemniona oznacza obszary na których współczynniki trendu są istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$ lub bardzo bliskie tej granicy. Kwadraciki – stacje, z których dane wykorzystano do analizy

Distribution of air-temperature trend values during the “early winter” period (average for Nov. and Dec.) in the years 1971–2002. The shaded field designates areas for which trend coefficients are statistically significant at or very close to a level of $p < 0.05$. The points stand for stations from which the analytical data were obtained

Obraz regionalny ochłodzenia początku zimy na obszarze Polski jest zróżnicowany. W Białymstoku, Warszawie i Włodawie, gdzie spadki temperatury są najsilniejsze (Białystok i Warszawa $-0,058$, Włodawa $-0,054$, Puławy $-0,059^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) trend średniej temperatury początku zimy (listopada i grudnia) jest istotny statystycznie. Stacje położone na zachód od linii Wisły mają mało zróżnicowane, nieistotne trendy (Wrocław $-0,030$, Kraków $-0,035$, Poznań $-0,037^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Stacje leżące na północy Polski, ale nie w bezpośredniej bliskości linii brzegowej Bałtyku wykazują nieco większy spadek temperatury niż leżące na południu Polski (Szczecin $-0,043$, Elbląg $-0,048^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Silniejsze niż w Warszawie i Białym-

stoku istotne statystycznie spadki średniej temperatury listopada i grudnia występują już poza granicami kraju – np. w Mińsku (-0,064), Kownie (-0,068), Pskowie (-0,080 °C·rok⁻¹). Na zachód od Polski trendy spadku temperatury są dość silne, większe jednak na północy, niż południu (Drezno -0,036, Berlin -0,047). Na obszarze południowej Szwecji wartości trendu są podobne do trendów w południowo-zachodniej Polsce (Jonkoping -0,036, Goeteborg -0,039 °C·rok⁻¹). Nawet w Kopenhadze utrzymuje się dość silny trend spadkowy średniej temperatury listopada i grudnia w okresie 1970–2002 (-0,033 °C·rok⁻¹).



Ryc. 2. Przebieg temperatury okresu „początku zimy” (średnia XI i XII) na obszarze Polski (wartości stanowią średnią z 8 stacji: Białegostoku, Elbląga, Krakowa, Poznania, Szczecina, Warszawy, Włodawy i Wrocławia). Prosta ciągła nachylona – linia trendu, prosta pozioma, przerywana – średnia temperatura powietrza XI i XII w badanym okresie

Course of temperature during the "early winter" period (average for Nov. and Dec.) over Poland (values averaged from the 8 stations of Białystok, Elbląg, Cracow, Poznań, Szczecin, Warsaw, Włodawa and Wrocław)

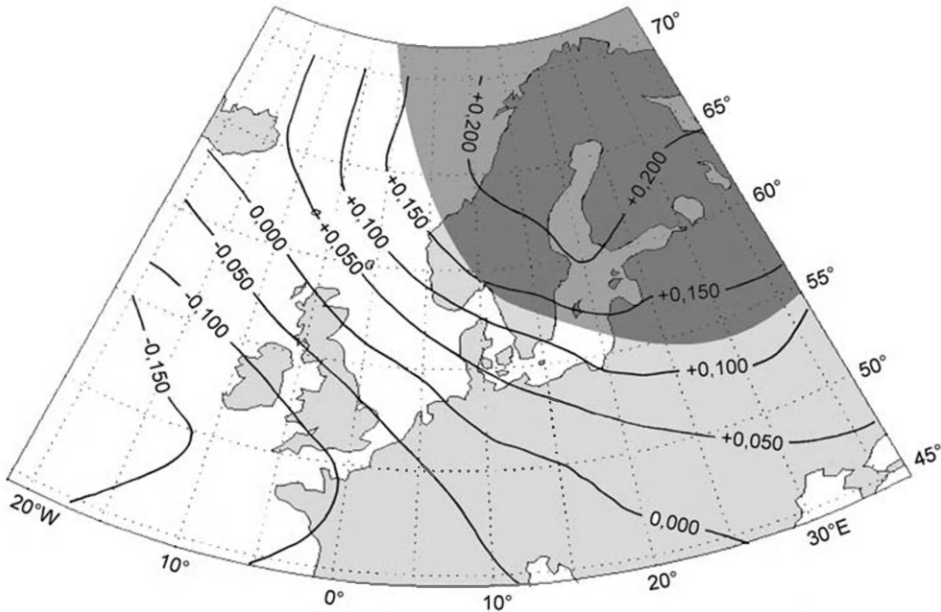
Wykryte przez Kożuchowskiego z zespołem (Kożuchowski, 2000; Kożuchowski i Zmudzka, 2001; Fortuniak i inni, 2001) ochładzanie się początku zimy w Polsce stanowi więc fragment szerszego zjawiska, które ma charakter regionalny. Ochładzanie to występuje na rozległym obszarze obejmującym południową Szwecję, Danię, wschodnie Niemcy, Polskę, Czechy, północną Ukrainę i Białoruś, republiki nadbałtyckie, NW europejską Rosję (a może i sięga dalej na wschód) i Bałtyk Południowy. Najsilniej ochłodzenie to zaznacza się na terenie Polski i obszarach przylegających od niej od NE.

Cyrukulacyjne uwarunkowania ochłodzenia „początku zimy”

Przedstawiony rozkład wartości trendów temperatury w przestrzeni (ryc. 1) narzuca interpretację, że występujące ochłodzenie jest związane ze wzrostem

częstości adwekcji mas chłodnego powietrza z kierunków zbliżonych do NE na obszarze NW europejskiej Rosji, Łotwy, Litwy, Białorusi i północno-wschodniej Polski, E i NE na obszarze pozostałej części Polski i E na obszarze wschodnich Niemiec, Danii i Skanii w okresie początku zimy. Taki układ kierunków napływu może być związany jedynie z układem wysokiego ciśnienia z centrum gdzieś nad Skandynawią. Występowanie ujemnych trendów temperatury powietrza nad omawianym obszarem w okresie początku zimy pozwala sądzić, że w okresie 1971–2002 (a zwłaszcza po roku 1982), częściej niż to było wcześniej, nad Skandynawią w listopadzie i grudniu lokowały się układy wysokiego ciśnienia.

Jeśli tak było w rzeczywistości, to powinien zaznaczyć się w tym czasie również wzrost średniego miesięcznego ciśnienia nad Skandynawią. Aby wyjaśnić tę kwestię zbadano rozkład zachowania się średnich miesięcznych wartości ciśnienia atmosferycznego w polu 45–70°N, 020°W–035°E dla listopada, grudnia oraz średniego ciśnienia z tych dwóch miesięcy, w okresie 1971–2002. Rezultat analizy wskazuje, że na rozległych obszarach nad Półwyspem Skandynawskim, ale i nad północną częścią Morza Norweskiego, w badanym okresie wystąpiły istotne statystycznie dodatnie trendy ciśnienia (patrz ryc. 3).

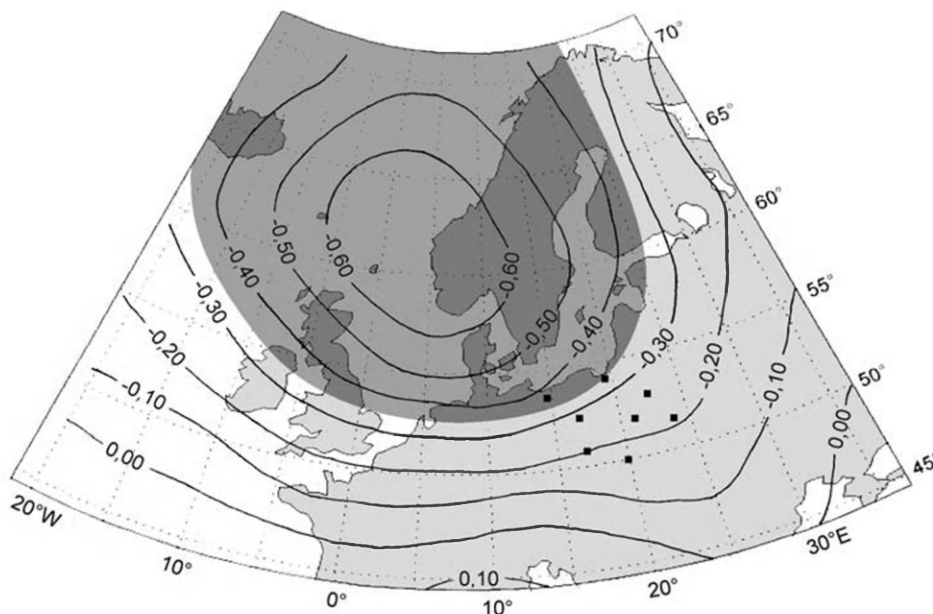


Ryc. 3. Trendy ciśnienia atmosferycznego w okresie początku zimy (średnia XI i XII; lata 1971–2002). Obszar występowania trendów istotnych statystycznie na poziomie $p < 0,05$ zaciemniony

Atmospheric pressure trends during the "early winter" period (average for Nov. and Dec.; years 1971–2002). The area of occurrence of trends statistically significant at a level of $p < 0.05$ is shaded

Najwyższy trend średniej wartości ciśnienia z listopada i grudnia, równy $+0,225(\pm 0,08)$ hPa·rok⁻¹, istotny na poziomie $p < 0,007$, występuje w punkcie o współrzędnych 62,5°N, 022,5°E (nieco na NNE od Vaasa, w pobliżu brzegu Zatoki Botnickiej).

Jeśli wystąpienie w początku zimy dodatnich trendów ciśnienia nad Skandynawią i ujemnych trendów temperatury nad obszarem Polski stanowi efekt związków przyczynowo-skutkowych, powinny występować korelacje między zmiennością ciśnienia a zmiennością temperatury na badanym obszarze w tym samym czasie. Tezę tę sprawdzono za pomocą rachunku korelacyjnego między szeregiem średniej temperatury powietrza okresu „początku zimy” obliczonej dla 8 stacji polskich („średnia dla Polski”) a szeregami miesięcznych wartości ciśnienia w kolejnych gridach (patrz ryc. 4). Wyniki tej analizy dowodzą, że zmienność średniej temperatury powietrza początku zimy nad Polską i obszarami ją otaczającymi w latach 1970–2002 jest powiązana ze zmiennością średniego ciśnienia listopada i grudnia nad obszarem Skandynawii i wschodniej części Morza Norweskiego w tym samym czasie.



Ryc. 4. Rozkład wartości współczynników korelacji między temperaturą początku zimy (średnia XI i XII) w Polsce a ciśnieniem atmosferycznym w tym samym okresie (lata 1971–2002). Występowanie korelacji istotnych na poziomie $p < 0,05$ zaciemniono

Distribution of values for coefficient of correlation between temperatures during "early winter" period in Poland (average for Nov. and Dec.) and atmospheric pressure during same period (years 1971–2002). The area of occurrence of statistically significant trends ($p < 0.05$) is shaded

Z temperaturą nad obszarem Polski w początku zimy najsilniejsze powiązania ($r = -0,69$, $p < 0,000$) wykazuje jednak nie punkt, w którym występuje największy wzrost ciśnienia, lecz punkt o współrzędnych 60°N , 005°E (nieco na S od Bergen, Norwegia). Punkt ten leży 5° na W od punktu, który Kożuchowski i Degirmendžić (2002) odkryli jako miejsce, w którym zmiany ciśnienia sterują w październiku, listopadzie i styczniu zmianami temperatury w Polsce.

Średnią dla początku zimy temperaturę z 8 stacji polskich (T_{11-12}) można traktować jako funkcję średniego ciśnienia z listopada i grudnia w gridzie [60°N , 005°E] ($SLP_{11-12}[60,05]$):

$$T_{11-12} = 215,72(\pm 40,59) - 0,21(\pm 0,04) \cdot SLP_{11-12}[60,05] \quad [1]$$

Powyższa zależność jest istotna statystycznie ($R = 0,69$, $F(1,31) = 27,9$, $p < 0,000$ 010), objaśnia ona 46% zmienności temperatury powietrza początku zimy nad Polską.

Można więc uważać, że związek ochłodzenia początku zimy nad obszarami Europy na południe od Bałtyku, ze wzrostem w tym samym czasie ciśnienia nad Skandynawią został wykazany.

Zmiana miesięcznego ciśnienia atmosferycznego nad jakimś obszarem jest skutkiem zmiany struktury dolnych procesów synoptycznych – nad obszarem, na którym obserwuje się wzrost miesięcznej wartości ciśnienia musi wzrastać częstość sytuacji synoptycznych, dla których typowe jest występowanie układów antycyklonalnych, czy bardziej ogólnie – układów z podwyższonym ciśnieniem, przy jednoczesnym spadku częstości występowania układów barycznych niskiego ciśnienia. Jak można sądzić, mechanizm ochłodzenia początku zimy zachodzący w ostatnich 20–30 latach polega na wzroście częstości sytuacji synoptycznych prowadzących do tworzenia się układów antycyklonalnych nad Skandynawią, przy jednoczesnym spadku częstości sytuacji, z którymi związane są adwekcje nad obszar nadbałtycki ciepłych mas powietrza.

Przyczyny zmian cyrkulacji atmosferycznej prowadzących do ochłodzenia początku zimy

Hipoteza o związku spadku temperatury powietrza w początku zimy na obszarze Europy nadbałtyckiej ze zmianą struktury dolnych procesów synoptycznych wyjaśnia mechanizm ochłodzenia, nie wyjaśnia natomiast jego przyczyn. Nasuwa się pytanie – co stanowi przyczynę występowania w omawianym okresie wzrostu częstości występowania układów antycyklonalnych nad Skandynawią?

Strukturę procesów synoptycznych reguluje przebieg makroskalowych i regionalnych procesów cyrkulacyjnych, zachodzących w tym samym czasie. Jak uczy meteorologia synoptyczna, procesami cyrkulacji dolnej steruje cyrkulacja środkowotroposferyczna.

Charakter cyrkulacji środkowotroposferycznej jest z kolei w znacznej mierze determinowany przez zasoby ciepła w oceanie, które wywierają wpływ na zwiększenie częstości stabilizacji górnych klinów i zatok w określonych położeniach. Zasoby ciepła w oceanie charakteryzuje temperatura jego powierzchni. O tym, czy zasoby ciepła na danej części oceanu są większe czy mniejsze od normy klimatycznej, informuje wartość anomalii temperatury powierzchni oceanu (dalej anomalii *TPO*).

Tak więc, nie wnikając w tym miejscu w skomplikowane mechanizmy interakcji systemu ocean–atmosfera, należy oczekiwać, że występują związki między anomaliami *TPO* a temperaturą powietrza nad tymi obszarami, nad którymi wystąpi modyfikacja cyrkulacji atmosferycznej wymuszana przez zmiany zasobów ciepła w oceanie. Związki te jednak wykazują znaczne przesunięcia w czasie – zmiany temperatury powierzchni oceanu (dalej *TPO*) wyprzedzają zmiany temperatury powietrza.

Aby zwiększyła się częstość układów antycyklonalnych nad Skandynawią, częściej niż poprzednio powinien lokować się nad północno-wschodnią częścią Atlantyku Północnego górny klin, którego wierzchołek będzie sięgał dość daleko na północ. Po wschodniej stronie takiego klina lokować się będzie dolny quasi-stacjonarny antycyklon. Wiąże to omawiane zmiany cyrkulacji atmosferycznej ze zmianami zasobów ciepła w wodach po wschodniej stronie Atlantyku Północnego.

Przeprowadzone przez autora badania wykazały, że występują stosunkowo silne i istotne statystycznie korelacje między anomaliami *TPO* po wschodniej stronie Atlantyku z końcem okresu letniego ogrzewania oceanu (sierpień–wrzesień) a ciśnieniem atmosferycznym nad Morzem Norweskim i Półwyspem Skandynawskim oraz temperaturą powietrza w okresie początku zimy (listopad–grudzień) na obszarze Polski i krajów ją otaczających.

Zasoby ciepła we wschodniej części Atlantyku Północnego najogólniej może charakteryzować wartość anomalii *TPO* na powierzchni dwu gridów kontrolnych (Marsz, 2001) o rozmiarach $2 \times 2^\circ$, których centralne punkty mają współrzędne 40°N , 20°W oraz 60°N , 10°W . Pierwszy z nich charakteryzuje stan termiczny dużych powierzchni oceanu rozciągających się na NE i ENE od Azorów, drugi – stan termiczny akwenów na W i NW od Szkocji. Przez ten ostatni akwen przepływają wody Prądu Północnoatlantyckiego na ich podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej, po przejściu której dostaną się w system cyrkulacji wód Morza Norweskiego³.

³ Dalej stosowana notacja anomalii *TPO* jest następująca: ANmm[DD,SS], gdzie AN oznacza, że wartość ta dotyczy miesięcznej anomalii *TPO*, mm oznacza kolejny numer miesiąca (08 – sierpień, 09 – wrzesień, etc.), wartości w nawiasie kwadratowym oznaczają współrzędne centralnego punktu gridu: DD – długość geograficzną zachodnią, SS – szerokość geograficzną północną. Przy takim systemie notacji oznaczenie AN10[10,60] symbolizuje anomalię *TPO* z października (10) w gridzie o współrzędnych 10°W , 60°N . Kolejność podawania współrzędnych odwrócono w stosunku do stosowanych zwyczajowo; długość geograficzna podawana jest jako pierwsza, szerokość – jako druga.

W tabeli 1 zestawiono współczynniki korelacji między temperaturą początku zimy na wybranych stacjach polskich a anomaliami TPO z sierpnia, września i października w wymienionych gridach. Podobnie kształtuje się rozkład korelacji na obszarach otaczających Polskę.

Tabela 1. Współczynniki korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między temperaturą powietrza początku zimy (średnia XI i XII) na wybranych stacjach polskich a wartościami anomalii temperatury powierzchni oceanu w gridach [20,40] i [10,60], wschodniej części Atlantyku Północnego. Współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0,05$ pogrubione. Okres 1970–2001, $n = 32$.

Stacja		AN[20,40]			AN[10,60]		
		VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII
Białystok	r	-0,6035	-0,5189	-0,3737	0,1291	-0,3558	-0,1837
	p	0,000	0,002	0,035	0,481	0,046	0,314
Elbląg	r	-0,5703	-0,4897	-0,3472	0,1577	-0,4024	-0,1607
	p	0,001	0,004	0,052	0,389	0,022	0,380
Kraków	r	-0,5475	-0,3978	-0,2622	0,0552	-0,3689	-0,0753
	p	0,001	0,024	0,147	0,764	0,038	0,682
Poznań	r	-0,5956	-0,4454	-0,2425	0,0832	-0,4107	-0,1183
	p	0,000	0,011	0,181	0,651	0,020	0,519
Szczecin	r	-0,5669	-3893	-0,2402	0,0506	-0,4225	-0,1123
	p	0,001	0,028	0,185	0,783	0,016	0,541
Warszawa	r	-0,5885	-0,4662	-0,3374	0,0644	-0,4404	-0,1437
	p	0,000	0,007	0,059	0,726	0,012	0,433
Włodawa	r	-0,5686	-0,4616	-0,3248	0,0932	-0,3650	-0,1742
	p	0,001	0,008	0,070	0,612	0,040	0,340
Wrocław	r	-0,5591	-0,3898	-0,2332	0,0415	-0,4391	-0,0915
	p	0,001	0,027	0,199	0,822	0,012	0,619
Polska (obszar)	r	-0,5942	-0,4620	-0,3083	0,0888	-0,4119	-0,1390
	p	0,000	0,008	0,086	0,629	0,019	0,448

Wyniki analizy korelacyjnej wskazują, że między temperaturą początku zimy nad Polską i obszarami przyległymi a zasobami ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego w okresie sierpnia i września występują korelacje ujemne. Spadek temperatury początku zimy nad Polską jest powiązany z wcześniejszym występowaniem dodatnich anomalii TPO na tej części Atlantyku Północnego (w sierpniu i wrześniu).

Ujawniające się w tabeli 1 różnice w sile związków i ich rozkładzie w czasie między gridami wynikają z różnic w wielkości amplitud międzyrocznych zmian TPO między oboma akwenami i stabilnością momentu występowania maksimum TPO. W gridzie [20,40] maksimum TPO występuje w sierpniu lub wrześniu, wartości anomalii TPO wahają się od -1,87 do +1,76 deg. W gridzie [10,60], ze względu na silne działanie czynnika adwekcyjnego, zasoby ciepła w wodach są bardziej wyrównane, anomalie TPO zawierają się w przedziale od -0,99 do +0,62 deg, maksimum TPO występuje we wrześniu.

Przeprowadzona analiza związków między anomaliami *TPO* a temperaturą początku zimy wykazała, że aby temperatura początku zimy wykazywała rzeczywiście duży spadek lub wzrost, anomalie *TPO* z sierpnia i września w obu gridach ([20,40] i [10,60]) powinny wykazywać jednoimienne znaki. Mając na uwadze fakt, że anomalie *TPO* w gridzie [20,40] z sierpnia i września są silnie dodatnio skorelowane ze sobą ($r = 0,65$) i jednocześnie słabo skorelowane z wrześniowymi anomaliami *TPO* w gridzie [10,60] (r odpowiednio $+0,16$ i $+0,32$), oraz uwzględniając wagi amplitud anomalii *TPO* w obu gridach, można utworzyć syntetyczną zmienną nazywaną dalej F9A89⁴, charakteryzującą sierpniowo-wrzesniowy zasób ciepła w tej części Atlantyku. Zmienną liczy się następująco:

$$F9A89 = AN09[10,60] + (AN08[20,40] + AN09[20,40])/2 \quad [2]$$

i stanowi ona sumę anomalii *TPO* z września w gridzie [10,60] i wartości średniej anomalii *TPO* z sierpnia i września w gridzie [20,40].

Zmienna F9A89 istotnie i silniej niż anomalie w poszczególnych gridach koreluje z temperaturą początku zimy w Polsce i na obszarach przyległych (tab. 2). Związek temperatury początku zimy z wartością zmiennej można uznać za liniowy (ryc. 5).

Zależność średniej dla Polski temperatury początku zimy (T_{11-12}) od wartości zmiennej opisuje równanie regresji:

$$T_{11-12} = 1,44(\pm 0,18) - 1,03(\pm 0,22) \cdot F9A89, \quad [3]$$

które objaśnia około 40% obserwowanej w latach 1971–2002 wariacji T_{11-12} . Równanie to jest wysoce istotne statystycznie ($R = 0,64$, $F(1,30) = 21,2$, $p < 0,000\ 070$), a błąd standardowy estymacji wartości T_{11-12} jest równy $\pm 1,04^\circ\text{C}$.

Dla poszczególnych stacji na obszarze Polski stopień objaśnienia wariacji temperatury początku zimy przez zmienność zmiennej F9A89 wynosi od około 41% w Warszawie do 31% w Krakowie. Co ciekawe, stopień objaśnienia zmienności temperatury początku zimy w „ciepłym” Wrocławiu (36%) jest istotnie wyższy niż w Krakowie⁵. Wartości współczynników regresji, które informują o wielkości wpływu zmian zmiennej F9A89 na temperaturę początku zimy na obszarze Polski wykazują nieduże zróżnicowanie. Zawierają się w granicach od $-1,173$ w Białymstoku do $-0,898$ we Wrocławiu.

Analiza związków między wartością zmiennej F9A89 a temperaturą powietrza w listopadzie i grudniu, wykazuje, że zmienna ta wywiera głównie wpływ

⁴ Farery – 9 (wrzesień), Azory – 8 (sierpień), 9 (wziesień).

⁵ Dane ze stacji Kraków-Balice z ostatniego okresu (lata 1985–2000) nie po raz pierwszy wykazują inne niż reszta polskich stacji powiązania z działaniem czynników wielkoskalowych. Podobnie, odmienny charakter powiązań temperatury powietrza w Krakowie niż na innych polskich stacjach, stwierdzono w tym okresie w przypadku analizy związków temperatury powietrza z NAO (Marsz i Styszyńska, 2001, s.18). Przypuszczalnie odbija się tutaj działanie czynnika antropogenicznego (zmniejszenie emisji ciepła?, działanie kopuły CO₂ nad miastem?; patrz Zimnoch i inni, 2004).

na zmiany temperatury grudnia. Współczynniki korelacji między F9A89 a temperaturą grudnia na wszystkich analizowanych stacjach, zarówno polskich, jak i otaczających Polskę są wysokie i na ogół wysoce istotne (tab. 2). Związki F9A89 z temperaturą listopada są znacznie słabsze, nieistotne, lecz bez wyjątku również ujemne (patrz tab. 2). Najsilniej temperatura listopada jest skorelowana ze zmienną F9A89 na obszarze zachodniej Polski (Poznań, Szczecin), wschodnich Niemiec, Cieśnin Duńskich i południowego Bałtyku.

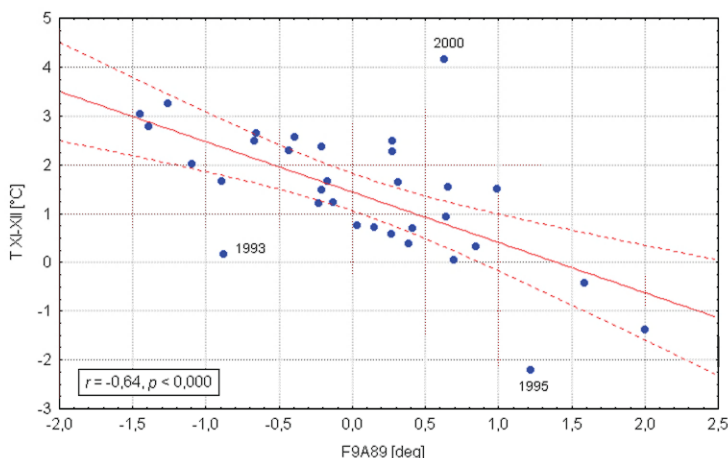
Tabela 2. Współczynniki korelacji (r) i poziom ich istotności (p) między zmienną F9A89, charakteryzującą zasób ciepła w wodach wschodniej części Atlantyku Północnego w końcu okresu letniego nagrzewania oceanu (VIII–IX) a temperaturą początku zimy (średnia XI–XII) na wybranych stacjach polskich i obszarów otaczających oraz temperaturą listopada i grudnia na tych samych stacjach. Wartości współczynników korelacji istotne na poziomie $p < 0,05$ pogrubione

Polska				Obszary sąsiadujące				
stacja		średnia XI–XII	XI	XII	stacja	średnia XI–XII	XI	XII
Białystok	r	-0,6377	-0,1887	-0,6635	Drezno	-0,6642	-0,2888	-0,5809
	p	0,000	0,301	0,000		0,000	0,109	0,000
Elbląg	r	-0,6380	-0,2367	-0,6247	Berlin	-0,6418	-0,3080	-0,5806
	p	0,000	0,192	0,000		0,000	0,086	0,000
Kraków	r	-0,5778	-0,1574	-0,6042	Kopenhaga	-0,6198	-0,3044	-0,5955
	p	0,000	0,390	0,000		0,000	0,090	0,000
Poznań	r	-0,6381	-0,2763	-0,5843	Bonne (Bornholm)	-0,5350	-0,2617	-0,5366
	p	0,000	0,126	0,001		0,002	0,155	0,002
Szczecin	r	-0,6122	-0,2730	-0,5660	Sztokholm	-0,3755	-0,1991	-0,3995
	p	0,000	0,131	0,001		0,041	0,275	0,029
Warszawa	r	-0,6582	-0,2105	-0,6724	Visby	-0,4768	-0,2708	-0,4669
	p	0,000	0,248	0,000		0,006	0,134	0,007
Włodawa	r	-0,6073	-0,1445	-0,6897	Wilno	-0,5550	-0,1389	-0,6051
	p	0,000	0,430	0,000		0,001	0,448	0,000
Wrocław	r	-0,6179	-0,2345	-0,5362	Mińsk	-0,5180	-0,0890	-0,5871
	p	0,000	0,196	0,002		0,002	0,628	0,000
Polska (obszar)	r	-0,6439	–	–	Lwów	-0,5710	-0,0812	-0,6772
	p	0,000				0,001	0,659	0,000

Przedstawiona analiza wykazuje dowodnie, że między występującymi w sierpniu i wrześniu zasobami ciepła w wodach wschodniej części Atlantyku Północnego a temperaturą powietrza nad obszarem Cieśnin Duńskich, wschodnich Niemiec, Polski, Czech, Litwy, części Białorusi i Ukrainy oraz nad Bałtykiem Południowym w okresie listopada i grudnia zachodzą wyraźne i stosunkowo silne związki.

Mechanizm tych związków wyjaśnia mapa izokorelat zmiennej F9A89 ze średnim ciśnieniem początku zimy (ryc. 6). Zmiany zasobów ciepła w wodach wschodniej części Atlantyku Północnego w końcu okresu letniego nagrzewania (sierpień–wrzesień) są dość silnie i istotnie skorelowane dodatnio ze zmianami

ciśnienia nad Islandią, Morzem Norweskim i zachodnią częścią Półwyspu Skandynawskiego w listopadzie i grudniu. Wzrost wartości zmiennej F9A89 pociąga za sobą wzrost ciśnienia atmosferycznego w okresie początku zimy z maksimum wpływu w rejonie 65°N, 000° ($r = 0,59$, $p < 0,000$), czyli nad Morzem Norweskim. Pas dość silnych i istotnych statystycznie związków na szerokości 65°N ciągnie się jednak od rejonu Islandii (r od 0,49 do 0,51) po północną część Zatoki Botnickiej (r od 0,46 do 0,38). W niższych szerokościach, na 60°N, pas słabszych, ale jeszcze istotnych związków ciągnie się od 20°W do 15°E. Taki układ rozkładu izokorelat wyjaśnia, że wzrost wartości zmiennej F9A89 prowadzi do wzrostu ciśnienia nie tylko nad Morzem Norweskim i Półwyspem Skandynawskim, lecz także w rejonie Islandii. To ostatnie oznacza osłabienie Niżu Islandzkiego.



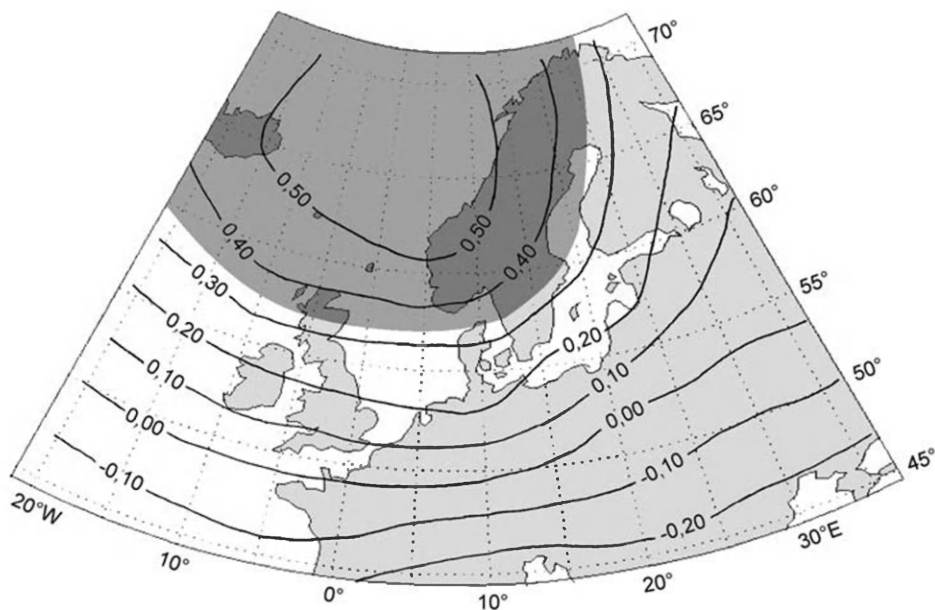
Ryc. 5. Związek zmiennej F9A89, charakteryzującej zasoby ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego w okresie końca nagrzewania letniego powierzchni oceanu (VIII–IX) z temperaturą powietrza nad Polską w początku zimy (średnia XI i XII z 8 stacji na obszarze Polski). Okres 1971–2002 (32 lata). Oznaczono przypadki (lata) „odstające”.

Link between variable F9A89, characterising reserves of heat in waters of NE North Atlantic during final period of summer heating of surface (Aug.–Sep.), and temperature of air in Poland during "early winter" period (average for Nov. and Dec. from 8 stations across the country).

Period 1971–2002 (32 years). Instances (years) "standing out" clearly have been marked.

Mapa izokorelat (ryc. 6) przedstawia stan „średni wieloletni”. Przekładając ten stan na statystykę dobowych dolnych sytuacji barycznych, które decydują o rzeczywistych kierunkach adwekcji mas powietrza na obszar wokółbałtycki, można wyobrazić sobie, że zależnie od wzrostu liczby dni z wyżem nad Skandynawią lub Morzem Norweskim jako skutku wzrostu wartości zmiennej

F9A89, nastąpi jednocześnie spadek częstości występowania w listopadzie i grudniu takich sytuacji synoptycznych, dla których układem sterującym jest układ lub układy niżowe w rejonie Islandii, Szkocji, Morza Norweskiego lub Skandynawii. Oznacza to, przyjmując terminologię klasyfikacji typów cyrkulacji atmosferycznej B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991), zastąpienie typów cyrkulacji A, D, B, C2D, D2C przez typ cyrkulacji zbliżony do typu E⁶.



Ryc. 6. Rozkład wartości współczynników korelacji między szeregiem zmiennej F9A89, charakteryzującej zasoby ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego w końcu okresu nagrzewania letniego oceanu (VIII-IX) a szeregami średnich wartości ciśnienia atmosferycznego z okresu XI-XII w punktach gridowych 5 x 5°. Lata 1971-2002. Występowanie korelacji istotnych na poziomie $p < 0,05$ zaciemniono

Distribution of values for coefficient of correlation between series for variable F9A89, which characterises reserves of heat in waters of the NE North Atlantic during final period of summer heating of surface (Aug.-Sep.), and series of average values for atmospheric pressure in period Nov.-Dec. at 5 x 5° grid points. Years 1971-2002. The area of occurrence of correlations statistically significant at $p < 0.05$ is shaded

⁶Ze względu na fakt, że kalendarz dobowych typów cyrkulacji atmosferycznej B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991) kończy się na roku 1990, nie było możliwości przeprowadzenia stosownych badań, które mogłyby precyzyjniej określić, który lub które typy cyrkulacji były zastępowane przez typ E w latach 1971-2002.

Zmiany temperatury północno-wschodniej części Atlantyku Północnego a postępujące ochłodzenie początku zimy

Zasoby ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego w okresie końca letniego nagrzewania lat 1971–2002 stopniowo rosną. Świadczy o tym zarówno systematyczny wzrost TPO jak i wzrost anomalii TPO na tym akwenie (ryc. 7). Tym samym, poprzez łańcuch sprzężeń, które schematycznie można zapisać:

wzrost zasobów ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego w końcu okresu letniego nagrzewania oceanu ponad normę klimatyczną → wzrost natężenia przekazu ciepła z oceanu do atmosfery w okresie jesienno-wiosennego spadku temperatury powietrza nad tą częścią oceanu → wzrost częstości występowania górnego klina nad wschodnią częścią północnego Atlantyku i Morzem Norweskim w okresie początku zimy → wzrost częstości występowania sytuacji wyżowych nad Półwyspem Skandynawskim i zmniejszenie częstości innych sytuacji synoptycznych w okresie początku zimy → wzrost częstości adwekcji z sektora E-NE i zmniejszenie częstości adwekcji z sektora od SW do NW w okresie początku zimy na obszarze leżącym wzdłuż południowych wybrzeży Bałtyku,

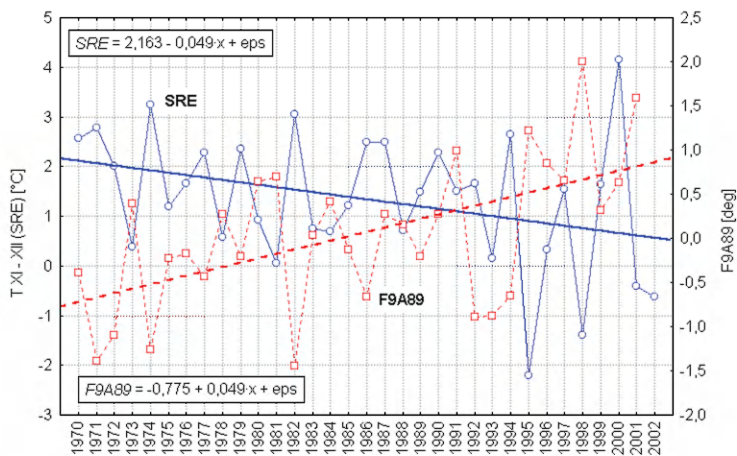
dochodzi do stopniowego obniżania się temperatury powietrza w okresie początku zimy na obszarze południowobałtyckim, w tym i nad Polską. Rozmiar tego ochłodzenia jest zgodny z formułą [3]. Przebieg wartości zmiennej F9A89 i średniej temperatury początku zimy na 8 stacjach polskich przedstawia ryc. 7. Widoczny jest odwrócony w fazie przebieg obu zmiennych. Trend obu zmiennych jest odwrotny, a wartości bezwzględne trendu praktycznie takie same (|0,049|). Wobec bardzo bliskiej jedności (-1,03) wartości współczynnika regresji w równaniu [3], takie same wartości bezwzględne trendów temperatury początku zimy nad Polską i trendu zmiennej F9A89 nie są dziełem przypadku.

Można więc stwierdzić, że przyczyną potęgującego się ochłodzenia początku zimy na obszarze Polski i obszarach otaczających Polskę w latach 1971–2000 jest wzrost zasobów ciepła w wodach NE części Atlantyku Północnego, który poprzez modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w skali regionalnej doprowadził do wzrostu częstości adwekcji mas powietrza z wyższych szerokości geograficznych – znad Półwyspu Skandynawskiego, a nawet Subarktyki i Arktyki.

Stwierdzona przez Kożuchowskiego (2000) „niezgodność” obserwowanych zmian temperatury w chłodnej porze roku na obszarze Polski z wyobrażeniami klimatologów na temat oceanizmu (przyspieszenie początku zimy, ocieplenie wczesnej wiosny) stanowi przejaw ciągu procesów – oceanizacji klimatu Polski, która następowała w okresie ostatniego 20–30-lecia. Zarówno ochładzanie się początku zimy, jak i ocieplenie zimy i przedwiośnia, ma tę samą przyczynę – jest nią wzrost natężenia Oscylacji Północnego Atlantyku w okresach zim lat 1971–2000.

Pełne objaśnienie tego twierdzenia, wymagałoby wnikania w detale funkcjonowania procesów współdziałania atmosfery i oceanu na Atlantyku Północnym, na co nie ma miejsca w tej pracy. Warto jednak zwrócić uwagę na fakt, że wraz ze wzrostem natężenia zimą cyrkulacji strefowej nad Atlantykiem Północnym po roku 1970, która stanowi przyczynę ocieplania się zimy i przedłużania tego ocieplenia na przedwiośnie, następuje systematyczny wzrost temperatury wody po wschodniej stronie Atlantyku Północnego, czyli pojawiają się tam, i utrzymują dodatnie anomalie TPO (Marsz i Styszyńska, 2001; Marsz, 2002). Te właśnie dodatnie anomalie TPO są odpowiedzialne za opisywane w tej pracy przyspieszenie i ochłodzenie początku zimy. Jednocześnie w pracy Marsza i Styszyńskiej (2001, s. 50, ryc. 42–46) zasygnalizowano, że w ostatniej epoce cyrkulacyjnej NAO (czyli po roku 1970) pojawiły się, nie występujące wcześniej, ujemne korelacje między zimowym wskaźnikiem NAO a temperaturą listopada następującego po zimie, dla której obliczany jest wskaźnik. Korelacje te są najsilniejsze na wschodzie Polski, gdzie wartości ich współczynników stają się istotne statystycznie. Daje to spójny obraz zachodzących na terenie Polski i obszarów ją otaczających zmian temperatury powietrza w chłodnej porze roku.

Ten sam wzrost temperatury wody po wschodniej stronie Atlantyku Północnego, który jest skutkiem wzrostu natężenia cyrkulacji strefowej, stanie się nie-



Ryc. 7. Przebieg wartości zmiennej F9A89 charakteryzującej zasoby ciepła w wodach wschodniej części Atlantyku Północnego i średniej temperatury powietrza z 8 stacji polskich w okresie początku zimy (SRE) w latach 1970–2001. Widoczne odwrócenie przebiegów (korelacja ujemna) i trendy o jednakowej wartości bezwzględnej a przeciwnych znakach.

Course of values for variable F9A89 characterising reserves of heat in waters of E North Atlantic, and for average air temperature at 8 Polish stations during "early winter" period (SRE) in years 1970-2001. Clearly visible are course reversals (negative correlation) and trends with an identical absolute value and opposite signs.

bawem (lub już się stal) w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym przyczyną zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej z przeważającej strefowej na w przewodzie południkową.

W odniesieniu zaś do miar oceanizacji klimatu: można sądzić, że takie miary jak częstość występowania mas powietrza morskiego w ciągu roku czy roczna amplituda temperatury, stanowią dobre i uniwersalne miary stopnia kontynentalizmu czy oceanizmu klimatu. Przesunięcia fazowe przebiegu temperatury powietrza (nie mówiąc już o fazowych przesunięciach sum opadowych) nie mają waloru miary uniwersalnej. Zakładają one wyłącznie bierne oddziaływanie zasobów ciepła w wodach na przebieg temperatury powietrza, pomijając całkowicie aktywne oddziaływanie zróżnicowania przestrzennego zasobów ciepła w oceanie na kształtowanie cyrkulacji atmosferycznej. Ponieważ zasoby ciepła w akwenach są zmienne w czasie, wnoszą one, poprzez modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej, np. takie jak tu przedstawiona, odpowiedni wkład w kształtowanie fluktuacji, czy ogólnie – zmienności klimatu.

Piśmiennictwo

- Brazdil R., Štepanek P., Kveton V., 2000, *Air temperature fluctuation in the Czech Republic in the period 1961–1999*, Instytut Geografii UJ, Prace Geograficzne, 107, s. 173–178.
- , 2001, *Temperature series of the Czech Republic and its relation to Northern Hemisphere temperature in the period 1961–1999*, [w:] M. Brunet, D. Lopez (red.), *Detecting and Modelling Regional Climate Change and Associated Impacts*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Marciniak K., 2000a, *Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce między dekadami 1959–1968 i 1989–1998 na tle warunków cyrkulacyjnych*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 31, s. 91–110.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000b, *Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 45, 3–4, s. 221–238.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, *Uwarunkowania cyrkulacyjne zmienności temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951–2000*, Przegląd Geofizyczny, 47, 1–2, s. 93–98.
- Fortuniak K., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, *Trendy i okresowość zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku*, Przegląd Geofizyczny, 46, 4, s. 283–303.
- Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M., 1999, *GIS analysis of surface temperature change*, American Geophysical Union, Paper No. 1999JD900835.
- Hansen J.E., Ruedy R., Sato M., Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001, *A closer look at United States and global surface temperature change*, Journal of Geophysical Research, 106, s. 23947–23963.
- Kożuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce: sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, UL, Łódź.

- Kożuchowski K., Degirmendzić J., 2002, *Wskaźniki cyrkulacji a temperatura w Polsce*, [w:] A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, AM, Gdynia, s. 111–127.
- Kożuchowski K., Zmudzka E., 2001, *Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury powietrza w drugiej połowie XX wieku*, *Przegląd Geofizyczny*, 46, 1–2, s. 81–90.
- , 2002, *Cyrkulacja atmosferyczna i jej wpływ na zmienność temperatury powietrza w Polsce*, *Przegląd Geograficzny*, 74, 4, s. 591–604.
- Marsz A., 2001, *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*, WSM, Gdynia.
- , 2002, *NAO a cyrkulacja wód Północnego Atlantyku, związki NAO z polem temperatury powierzchni oceanu*, [w:] A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, WSM, Gdynia, s. 47–74.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*, WSM, Gdynia.
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*, WKiŁ, Warszawa.
- , 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1976–1990)*, IMGW, Warszawa.
- Peterson T.C., Vose R., Schmoyer R., Razuvaev V., 1998, *Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data*, *International Journal of Climatology*, 18, s. 1169–1179.
- Reynolds R.W., Roberts L., 1987, *Global sea-surface climatology from in-situ, satellite and ice data*, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter (CIMPAP)*, 37, s. 15–17.
- Reynolds R.W., Marisco D., 1993, *An improved real-time global sea surface analysis*, *Journal of Climate*, 6, s. 114–119.
- Reynolds R.W., Smith, T.M., 1994, *Improved global sea surface temperature analyses*, *Journal of Climate*, 7, s. 929–948.
- Tuomenvirta H., Drebs A., Forland E., Einar O., Alexandersson H., Vaarby E., Jónsson T., 2001, *Nordklím data set 1.0 – description and illustrations. DNMI-Report No. 08/01 KLIMA*, Norwegian Meteorological Institute, Bergen.
- Zimnoch M., Florkowski T., Necki J.M., Neubert R.E.M., 2004, *Diurnal variability of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric CO_2 in the urban atmosphere of Krakow, Poland*, *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 40, s. 129–143.

[Wpłynęło: październik 2004; poprawiono: lipiec 2005 r.]

ANDRZEJ A. MARSZ

THE CAUSES OF THE "EARLIER OCCURRENCE OF WINTER" IN BALTIC EUROPE DURING THE LAST THIRTY YEARS OF THE 20TH CENTURY

The work contains an analysis of the spatial extent of early-winter (November–December) cooling over the territory of Poland, the occurrence of which was determined for the last 20–30 years of the 20th century by Kożuchowski (2000) and Kożuchowski et al. (2001, 2002) (Fig. 2). Analyses carried out have shown that the

November and December cooling is of a regional nature, extending over southern Scandinavia, eastern Germany, the Czech Republic, Poland, Lithuania, Latvia, the north-western part of Russia, Belarus and northern Ukraine (Fig. 1). It is connected with the more frequent occurrence (particularly post-1982) of high-pressure systems over Scandinavia and hence an increased frequency of advection of masses of cool air to areas in the southern part of the Baltic. This is confirmed by the occurrence of positive pressure trends over Scandinavia (Fig. 3) in the years 1971–2002, and by rather strong negative correlations between variations in atmospheric pressure within the area 20°W–35°E, 45°N–70°N and the average November and December temperatures in Poland (Fig. 4). Changes in average pressure for the period November–December at point 60°N, 005°E explain approximately 46% of air-temperature variations over Poland during the same months (equation [1]).

The increase in pressure over Scandinavia constitutes reflects changes in the structure of lower synoptic processes occurring during these months. When searching for the causes of this change in structure, the authors turned their attention to the fact that the structure of lower synoptic processes is controlled by mid-tropospheric circulation. The high pressure ridge should occur with greater frequency than hitherto in order to ensure an increased frequency of occurrence of lower anticyclone systems over the Scandinavian Peninsula, the eastern part of the North Atlantic, and the Norwegian Sea. Since the frequency of stabilisation of the long wave over such an area is determined by horizontal temperature gradients in the mid troposphere, this turns our attention to the distribution of SST anomalies over the eastern part of the North Atlantic.

The analysis has demonstrated clear connections between SST anomalies from August and September in control grids with coordinates 40°N, 20°W (which characterise heat reserves to the NE and ENE of the Azores) and in grid 60°N, 10°W (which characterises heat reserves in waters situated to the W and NW of the Scottish coast) and the temperature of air over Poland and neighbouring areas in November and December (Table 1). Changes in air temperature in the Baltic region at the beginning of winter are very clear, if in both these sea areas signs of an SST anomaly are identical. To allow for a concise description of the thermal condition of this part of the NE Atlantic in August and September, variable F9A89 was introduced (cf. equation [2]). This variable correlates strongly with the air temperature over the area in question (cf. Table 2). Its variability explains approximately 40% of the variability in average temperatures noted for Poland in November and December (cf. Fig. 5, equation [3]).

Where the development of air temperature in the Baltic area in November–December is concerned, the influence of the mechanism of operation of variable heat reserves in waters of the north-eastern part of the North Atlantic during the final (August–September) period of summer heating of that ocean's surface is explained by an analysis of the correlation between variable F9A89 and average atmospheric pressure in November and December (cf. Fig. 6). The increase in the value of variable F9A89 entails a delay (of 2–3 months) in the increase in atmospheric pressure over the Norwegian Sea – strongest in the 65°N zone – from Iceland to the Gulf of Bothnia.

In light of the above, the gradual cooling and more rapid inception of winter in the area in question would seem to originate with the gradual increase in SST of the eastern part of the North Atlantic which has been taking place since the early 1970s

(cf. Fig. 7). The increase in SST ensues from an intensification of zonal circulation in winter (a period with a predominance of high values for Hurrell's NAO index), which has been particularly marked after 1982. The same SST increase will – or does – explain why a dominance of zonal circulation has transformed into dominance of meridional circulation in the Atlantic-European circulation sector.

Dni z pogodą parną na obszarze Polski

Days with sultry weather in Poland

MAŁGORZATA FALARZ

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, O. Kraków, 30-215 Kraków, ul. Borowego 14;
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
e-mail: mfalarz@ultra.cto.us.edu.pl

Zarys treści. Opracowanie dotyczy występowania na obszarze Polski stanów pogody parnej ($e \geq 18,8$ hPa). Analizowano rozkład przestrzenny liczby dni z pogodą parną w południowym terminie obserwacyjnym, uwzględniając dane z 53 stacji meteorologicznych z obszaru Polski z okresu 1961–2000. Na przykładzie wybranych stacji zbadano kierunek i wielkość zmian tego zjawiska w drugiej połowie XX w. oraz dobowy przebieg i czas trwania stanów parności. Stwierdzono m.in. istotną statystycznie dodatnią tendencję liczby dni z pogodą parną na większości obszaru Polski oraz tendencję zwiększania się liczby przypadków utrzymywania się pogody parnej przez co najmniej 24 godziny. Najmniej korzystne pod względem parności powietrza warunki bioklimatyczne panują w południowo-wschodniej części kraju (z wyjątkiem obszarów górskich).

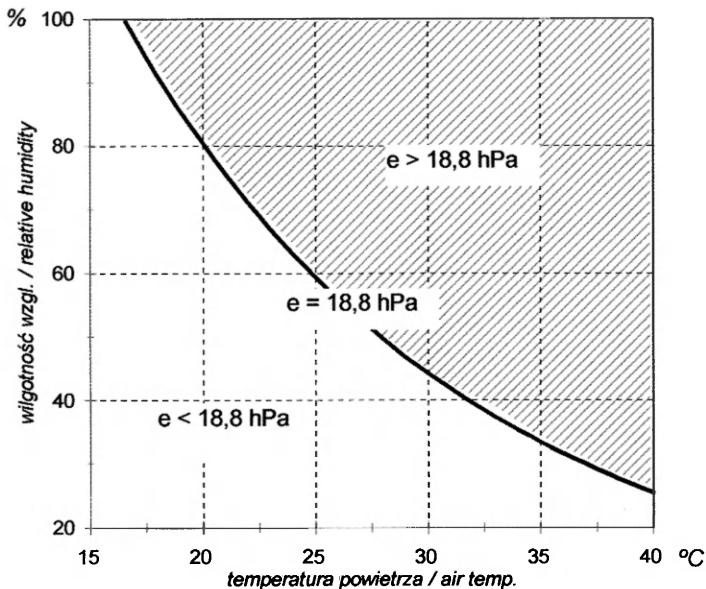
Słowa kluczowe: wilgotność powietrza, parność, Polska, zmiany klimatu.

Wprowadzenie, cel opracowania

Artykuł dotyczy występowania pogody parnej na obszarze Polski. Parność powietrza sprawia, iż oddawanie ciepła z powierzchni ciała człowieka poprzez parowanie wody jest utrudnione; prowadzi to do nadmiernego obciążenia układu termoregulacyjnego (Kozłowska-Szczęsna i inni, 1997; 2002). Pogodę parną należy zatem zaliczyć do uciążliwych sytuacji pogodowych. Szczególnie niekorzystne są stany parności trwające nieprzerwanie przez dłuższy czas (kilkanaście godzin do kilku dni). Tematyka parności powietrza na obszarze Polski nie była w ostatnich dziesięcioleciach przedmiotem kompleksowych studiów. Ostatnie opracowanie dotyczące częstości występowania dni parnych na obszarze całej Polski obejmuje lata 1970. (Krawczyk, 1988). Wcześniejsze prace tego rodzaju dotyczące całego kraju bazowały także na okresie najwyżej 10-letnim (np. Chełchowski, 1965b). Współczesne badania klimatu i jego zmienności dowodzą,

iż jest to okres zdecydowanie za krótki do wnioskowania o charakterystycznych dla badanego obszaru warunkach klimatycznych, zarówno w odniesieniu do wartości uśrednionych jak i ekstremalnych. Znacząca rola stanów parności w kształtowaniu warunków bioklimatycznych oraz brak opracowań tego zagadnienia na podstawie dłuższego okresu pomiarów meteorologicznych przemawiają za podjęciem tego tematu.

Za stan parności powietrza uznano – zgodnie z kryterium K. Scharlaui (za: Chelchowski, 1965b) – osiągnięcie lub przekroczenie przez prężność pary wodnej progu 18,8 hPa. K. Scharlau zaliczył Polskę do strefy parności epizodycznej. Z przebiegu linii ciśnienia pary wodnej równego 18,8 hPa wyznaczonej na podstawie zależności $e = f \cdot E_w / 100$ (gdzie e – aktualna prężność pary wodnej w hPa, f – wilgotność względna powietrza w %, E_w – maksymalna prężność pary wodnej w hPa w danej temperaturze powietrza) można wyznaczyć najniższą temperaturę przy danej wilgotności względnej powietrza lub minimalną wilgotność względną w danej temperaturze powietrza, przy których wystąpi stan parności (ryc. 1). Stan parności może wystąpić dopiero przy temperaturze powietrza wynoszącej 16,6°C; aktualna prężność pary wodnej musi być wówczas równa prężności maksymalnej przy tej temperaturze, a wilgot-



Ryc. 1. Prężność pary wodnej o wartości granicznej dla stanu parności ($e = 18,8$ hPa) jako funkcja temperatury i wilgotności względnej powietrza. Linia wykreślona na podstawie zależności teoretycznych. Zaszrafowano obszar wartości odnoszących się do pogody parnej

Limit-value vapour pressure for the sultry state ($e = 18,8$ hPa) as a function of air temperature and relative humidity (line drawn on the basis of theoretical dependent relationships). The area with values reflecting sultry weather is hatched

ność względna – osiągać 100%. Im niższa wilgotność względna powietrza, tym wyższa temperatura jest konieczna do osiągnięcia przez powietrze stanu parności.

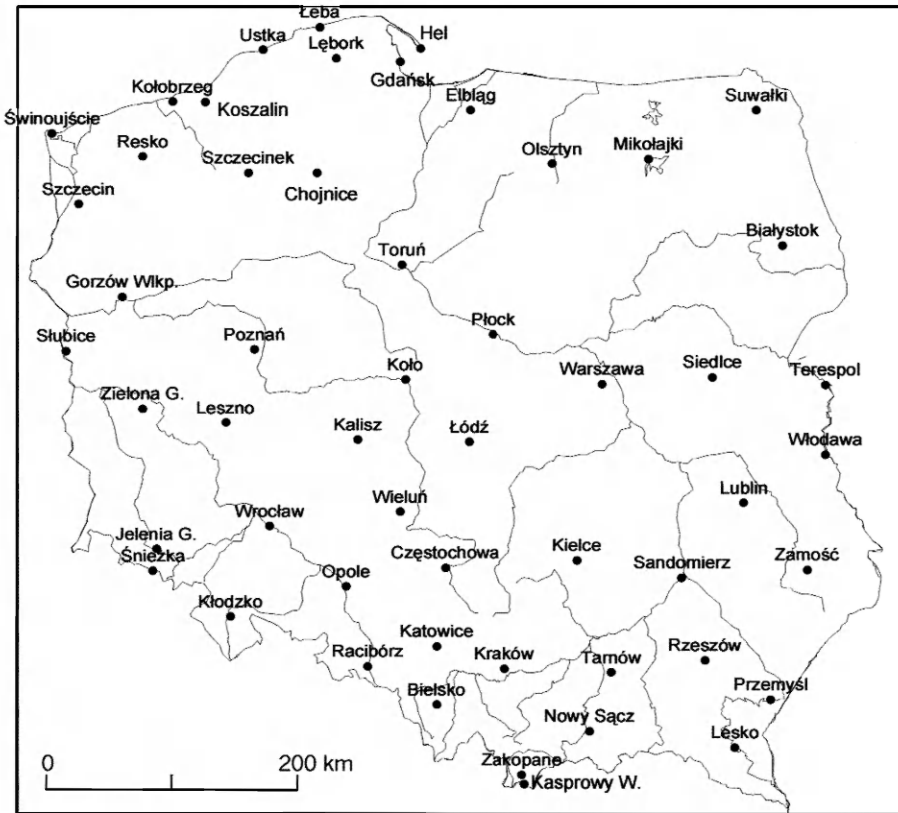
Podstawowym celem niniejszego opracowania jest charakterystyka przestrzennego rozkładu liczby dni z pogodą parną na obszarze Polski wraz z ujęciem czasowym tego zagadnienia w różnej skali.

Artykuł składa się z trzech części. Każda z nich jest poświęcona realizacji jednego z następujących celów cząstkowych:

- 1) poznanie zróżnicowania przestrzennego i zmienności liczby dni z pogodą parną w południowym terminie obserwacyjnym na obszarze Polski, w skali roku i w wybranych miesiącach;
- 2) wyznaczenie wielkości i kierunków zmian rocznej liczby dni z pogodą parną w drugiej połowie XX w. na obszarze Polski;
- 3) poznanie dobowego przebiegu stanów parności i czasu trwania pogody parnej na przykładzie wyników badań z wybranej stacji (Kraków-Balice).

Dane meteorologiczne i metoda opracowania

W pierwszej części opracowania wykorzystano codzienne dane odnoszące się do prężności pary wodnej, temperatury i wilgotności względnej powietrza o godzinie 12.00 UTC (tj. 13.00 czasu zimowego i 14.00 czasu letniego w Polsce) z 53 stacji meteorologicznych IMGW z obszaru całej Polski z okresu czterdziestolecia 1961–2000 (ryc. 2). Na 6 stacjach (Szczecinek, Mikołajki, Koło, Częstochowa, Zamość, Przemyśl) stwierdzono braki w dobowych seriach danych meteorologicznych. Braki te obejmowały zwykle tylko kilka miesięcy w całym rozpatrywanym wieloleciu, zdecydowano więc o uzupełnieniu brakujących miesięcznych wartości liczby dni z pogodą parną metodą stałości różnic na podstawie danych z sąsiednich stacji. Szereg czasowy danych miesięcznych z Gdańska utworzono z ciągów danych z Gdańska-Wrzeszcza, Gdańska-Rębiechowa i Gdańska-Nowego Portu, uwzględniając wpływ różnicy wysokości n.p.m. tych stacji na wyniki pomiarów. Obliczono m.in.: średnią roczną i średnią miesięczną dla lipca liczbę dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC, średnią roczną liczbę dni z jednoczesnym występowaniem pogody parnej i temperatury powietrza $>25^{\circ}\text{C}$ o godzinie 12 UTC, wyznaczono maksymalne roczne wartości, odchylenie standardowe i zmienność opisywanej charakterystyki w rozpatrywanym wieloleciu. Wyniki badań przedstawiono w formie tabelarycznej, graficznej i kartograficznej. Należy pamiętać, że uwzględnienie w obliczeniach wyłącznie wartości z jednego terminu pomiarowego daje mniejszą liczbę dni z pogodą parną w porównaniu z ogólną liczbą dni parnych (tj. dni z prężnością pary wodnej $\geq 18,8$ hPa w co najmniej jednym terminie pomiarowym). Przyjęto tutaj metodę badań zastosowaną przez T. Kozłowską-Szczęsną i współautorów (2002) do oceny warunków bioklimatycznych uzdrowisk.



Ryc. 2. Stacje meteorologiczne wykorzystane w opracowaniu
 Meteorological stations used in the study

Druga część tekstu zawiera analizę wieloletniego trendu rocznej liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC na wybranych stacjach meteorologicznych w okresie 1951(1952)–2002 w dwóch profilach poziomych na obszarze Polski: południowy zachód–północny wschód (Wrocław–Warszawa–Suwałki) i północny zachód–południowy wschód (Szczecin–Łódź–Rzeszów). Wartości roczne wygładzono za pomocą 5-letnich średnich konsekwentnych, metodą analizy regresji wyznaczono linię trendu i sprawdzono istotność statystyczną zmian. Ze względu na ścisłą zależność ($r = 0,87$ w przypadku Krakowa) pomiędzy liczbą dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC a ogólną liczbą dni parnych, wyniki odnoszące się do kierunków zmian wieloletnich charakterystyki parności uwzględnionej w niniejszym artykule można uznać za reprezentatywne również dla ogólnej rocznej liczby dni parnych.

W trzeciej części opracowania wykorzystano dane odnoszące się do prężności pary wodnej z 8 terminów obserwacyjnych na dobę (z krokiem co 3 godziny) w okresie 1966–2002 ze stacji w Krakowie-Balicach. Na ich podstawie wyzna-

czono m.in. średnią roczną liczbę przypadków wystąpienia pogody parnej w poszczególnych terminach obserwacyjnych i jej przebieg w wieloletniu, liczbę przypadków oraz długość okresów trwania parności przez co najmniej 24 godziny. Założono jednostajną prostoliniową zmianę prężności pary wodnej pomiędzy uwzględnionymi terminami pomiarowymi.

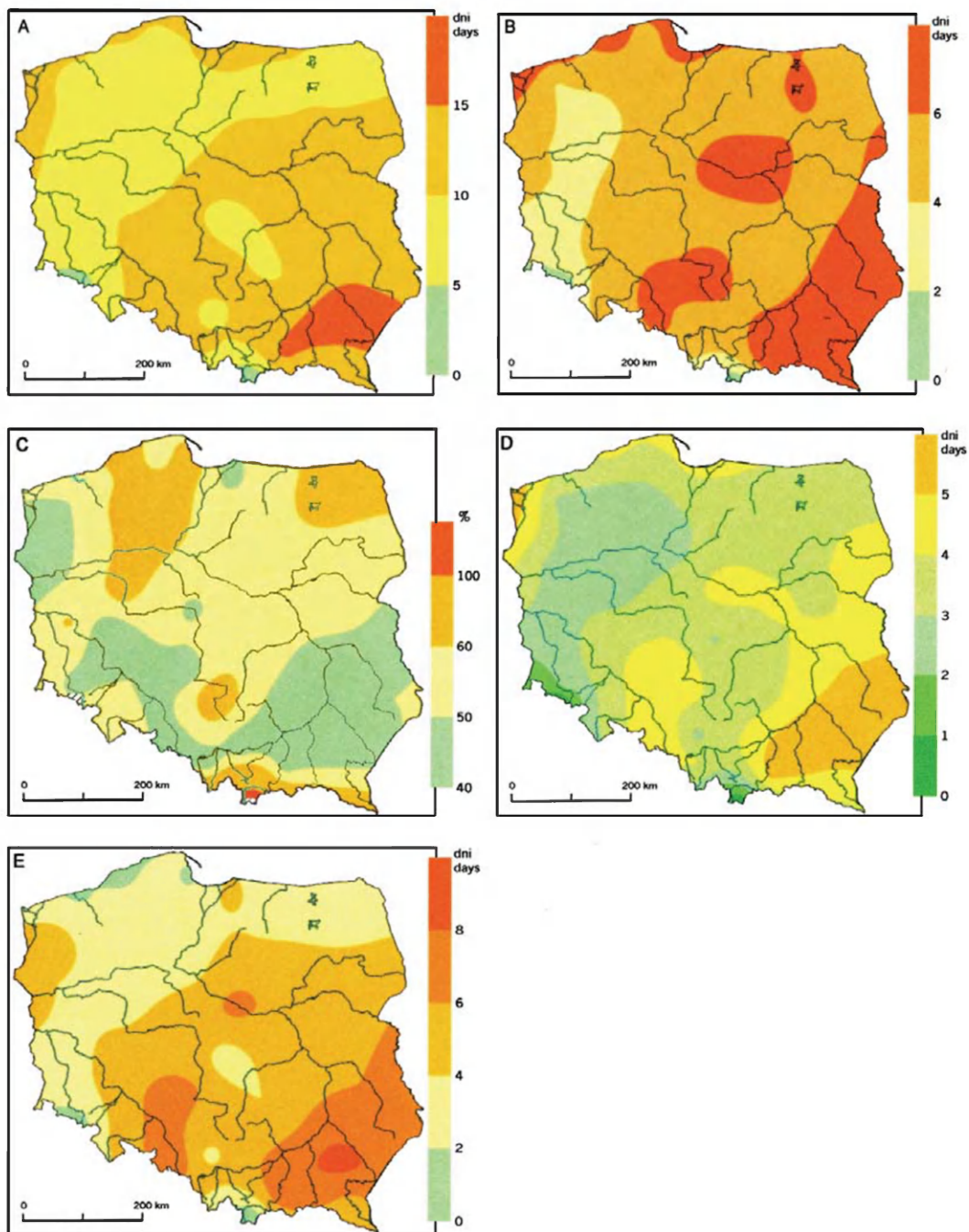
Rozkład przestrzenny liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC

Średnia roczna liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC rośnie na obszarze Polski dość regularnie w miarę posuwania się z północnego zachodu (średnio 5–10 dni w roku) na południowy wschód (15–17 dni w roku; ryc. 3A). Wyjątkiem jest pas nadmorski z nieco zwiększoną liczbą dni parnych w porównaniu z obszarami sąsiednimi (11 dni w Uście, 16 dni na Helu) oraz wysoko położone obszary górskie (reprezentowane tutaj przez Śnieżkę i Kasprowy Wierch), gdzie dni parne w ogóle nie występują. Zwiększenie liczby dni z pogodą parną na terenach nadmorskich jest związane głównie ze zwiększoną tutaj w porównaniu z obszarami sąsiednimi wilgotnością powietrza. Wzrost wilgotności względnej powietrza najwyraźniej zaznacza się tutaj w półroczu ciepłym, kiedy to zdarza się większość dni z warunkami termicznymi sprzyjającymi wystąpieniu parności. Na dość dużą liczbę dni z pogodą parną w Helu wpływają również szczególne warunki lokalne: stacja położona jest na śródleśnej polanie. Brak pogody parnej w wysoko położonych obszarach górskich wynika natomiast z niskiej temperatury powietrza; ciśnienie pary wodnej nie osiąga poziomu granicznego dla sytuacji parnej. Za górną granicę występowania dni parnych po północnej stronie Tatr uważa się wysokość 1200 m npm. (za: Chełchowski, 1965a).

Średnia wieloletnia liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC jest na obszarze Polski mniejsza o około 10 od ogólnej średniej rocznej liczby dni parnych, wyznaczonej przez W. Chełchowskiego (1965b) i B. Krawczyk (1988) na podstawie danych z 3 głównych terminów obserwacyjnych.

Maksymalna w rozpatrywanym czterdziestoleciu liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC wynosiła na przeważającym obszarze Polski co najmniej 20 w roku (tab. 1). Najwięcej, 35–40 dni parnych, zanotowano na niektórych stacjach meteorologicznych we wschodniej połowie Polski (np. 40 w Mikołajkach, 38 w Rzeszowie). Na przeważającym obszarze Polski maksimum częstości dni parnych przypadło na rok 1972, w obszarach nadmorskich – na 1997, a w Polsce południowo-wschodniej na 1999.

Odchylenie standardowe rocznej liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC jest na ogół wprost proporcjonalne do tej liczby: najmniejsze jego wartości (± 2 –4 dni) są w obszarach górskich i w zachodniej Polsce, największe zaś (± 6 –8 dni) – w obszarach nadmorskich oraz w Polsce południowo-wschodniej (ryc. 3B). Poza obszarami górkimi wielkość odchylenia standardowego rocznej liczby dni



z pogodą parną nie przekracza w żadnym punkcie pomiarowym jej wartości średniej, a na większości obszaru Polski wynosi mniej niż 60% tej wartości (ryc. 3C). Świadczy to o małej lub umiarkowanej zmienności omawianej charakterystyki z roku na rok. Współczynnik zmienności liczby dni z pogodą parną przekracza 60% tylko w części obszarów górskich o sporadycznym występowaniu stanów parności oraz w niektórych obszarach Polski północnej, gdzie wynosi 60–70%. Maksymalne wartości współczynnika zmienności obserwuje się przy górnej granicy występowania pogody parnej. Tutaj zmienność przekracza nawet 100% (120% w Zakopanem). Natomiast w południowo-wschodniej Polsce największej w całym kraju liczbie dni z pogodą parną towarzyszy najmniejsza jej zmienność (40–45%).

Dni ze stanem parności o godzinie 12 UTC występują w Polsce od maja do października. Najwięcej takich dni zdarza się w lipcu (na większości obszaru Polski) i sierpniu (w niektórych obszarach południowej Polski). Rozkład przestrzenny liczby dni z pogodą parną w najcieplejszym miesiącu roku jest zbliżony do rozkładu wartości rocznych (ryc. 3D). Zaznacza się tu jednak dużo wyraźniej wpływ Bałtyku, przejawiający się zarówno zwiększonym w porównaniu z rozkładem rocznym zasięgiem przestrzennym jego oddziaływania, jak i nieco podwyższoną w porównaniu z obszarami otaczającymi liczbą dni z pogodą parną. Najwięcej dni z omawianym typem pogody w lipcu występuje w południowo-wschodniej części Polski (średnio 6 dni w miesiącu) oraz w obszarach nadmorskich. Poza obszarami górskimi najmniejsza liczba omawianych dni w lipcu występuje w Wielkopolsce i w zachodniej części Niziny Śląskiej (średnio 2–3 w miesiącu).

Szczególnie uciążliwe dla organizmu człowieka są dni parne z wysoką temperaturą powietrza. W Polsce południowo-wschodniej zdarza się średnio 8–9 dni w roku z pogodą parną i temperaturą powietrza przekraczającą 25°C o godzinie 12 UTC (ryc. 3E). Bardzo rzadko natomiast występują takie dni w pasie nadmorskim (średnio 1 raz w roku). Tutaj jedynie 10–30% dni parnych spełnia powyższe kryterium termiczne. Na pozostałym obszarze Polski dni z pogodą

Ryc. 3. A – Średnia roczna liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC (1961–2000); B – Odchylenie standardowe rocznej liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC (dni; 1961–2000); C – Współczynnik zmienności rocznej liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC (%; 1961–2000). Ukośnym szrafem oznaczono obszary, dla których wyliczenie współczynnika było niemożliwe; D – Średnia liczba dni z pogodą parną w lipcu o godzinie 12 UTC (1961–2000); E – Średnia roczna liczba dni z pogodą parną i temperaturą powietrza > 25°C o godzinie 12 UTC (1961–2000)

A – Mean annual number of days with sultry weather at 12 UTC (1961–2000); B – Standard deviation for the annual number of days with sultry weather at 12 UTC (days; 1961–2000);

C – Variability coefficient for annual number of days with sultry weather at 12 UTC (%; 1961–2000). Hatched areas are those for which calculations of the coefficient were impossible; D – Mean number of days with sultry weather at 12 UTC in July (1961–2000);

E – Mean annual number of days with sultry weather and air temperature > 25°C at 12 UTC (1961–2000)

parną i temperaturą $>25^{\circ}\text{C}$ o godzinie 12 UTC stanowią 40–50% wszystkich dni parnych. Na większości rozpatrywanych stacji nie stwierdzono istotnych korelacji w wieloletnim przebiegu rocznej liczby dni z pogodą parną i liczby dni z temperaturą powietrza $>25^{\circ}\text{C}$ o godzinie 12 UTC. Niezbyt ściśle, istotną statystycznie korelację między tymi dwiema charakterystykami wykryto tylko w Polsce północno-zachodniej (Szczecin; $r = 0,45$) i południowo-wschodniej (Rzeszów; $r = 0,32$ przy $n = 51$).

Tabela 1. Maksymalna roczna liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC w okresie 1961–2000

Numer	Nazwa stacji	Maksymalna roczna liczba dni z pogodą parną	Rok wystąpienia	Numer	Nazwa stacji	Maksymalna roczna liczba dni z pogodą parną	Rok wystąpienia
295	Białystok	30	1972	660	Nowy Sącz	34	1997
600	Bielsko	24	1972	272	Olsztyn	24	1972
235	Chojnice	22	1972	530	Opole	33	1975
550	Częstochowa	44	1992	360	Płock	37	1972
160	Elbląg	26	1972	330	Poznań	18	1972
140/150/155	Gdańsk	32	1994	695	Przemysł	34	1999
300	Gorzów Wlkp.	19	1972	540	Racibórz	32	1982
135	Hel	37	1997	210	Resko	16	1972
500	Jelenia Góra	14	1972	580	Rzeszów	38	1975
435	Kalisz	28	1997	585	Sandomierz	30	1972
650	Kasprowy Wierch	0		385	Siedlce	24	1972
560	Katowice	17	1991	310	Słubice	22	1995
570	Kielce	17	1974,1975 1994,1996	195	Suwałki	27	1972
520	Kłodzko	21	1994	205	Szczecin	25	1992
105	Koszalin	25	1997	215	Szczecinek	20	1972
345	Koło	22	1972,1999	510	Śnieżka	0	
100	Kołobrzeg	26	1997	200	Świnoujście	36	1975
566	Kraków	23	1972	575	Tarnów	31	1999
690	Lesko	35	1972	399	Terespol	27	1972,1999
418	Leszno	22	1972	250	Toruń	28	1995
125	Lębork	26	1972	115	Ustka	32	1997
495	Lublin	37	1999	375	Warszawa	34	1995
120	Łeba	30	1997	455	Wieluń	25	1972
465	Łódź	18	1972,1999, 2000	497	Włodawa	35	1972
280	Mikołajki	40	1972	424	Wrocław	29	1975
				625	Zakopane	8	1972
				595	Zamość	34	1999
				400	Zielona Góra	15	1967

Ogólnie można stwierdzić, iż najbardziej niekorzystne pod względem parności powietrza warunki bioklimatyczne panują w Polsce południowo-wschodniej. Najlepsze warunki pod tym względem występują w Polsce północnej i zachodniej (z wyjątkiem terenów pasa nadmorskiego) oraz na obszarach górskich powyżej 500 m npm.

Wieloletnia zmienność liczby dni z pogodą parną

W profilu południowy zachód–północny wschód Polski wieloletnia tendencja liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC w okresie 1951–2002 zmienia się z niewielkiej ujemnej, nieistotnej statystycznie we Wrocławiu na dodatnią, istotną statystycznie na poziomach 0,001 (Warszawa) i 0,05 (Suwałki; ryc. 4A, 4B, 4C). W drugim profilu: północny zachód–południowy wschód omawiana tendencja przechodzi od bliskiej zeru, nieistotnej statystycznie, z dodatnim znakiem współczynnika regresji (Szczecin) do zdecydowanie dodatniej, istotnej statystycznie na poziomach: 0,01 (Łódź) i 0,05 (Rzeszów; ryc. 4D, 4E, 4F). Największe zmiany rocznej liczby dni parnych w drugiej połowie XX w. obserwuje się w Polsce środkowej. Zmiana ta wynosiła w Warszawie średnio +2 dni na 10 lat. W północno-zachodniej i południowo-zachodniej Polsce brak jest natomiast znaczącej tendencji zmian rocznej liczby dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC. Na uwagę zasługuje wyjątkowo duża liczba dni parnych w ostatnich dwóch latach badanego okresu w Łodzi i Szczecinie (27–32 dni), przewyższająca w większości przypadków wartości notowane w całym uwzględnionym w badaniach okresie poprzedzającym. W przebiegu 5-letnich średnich konsekwentnych liczby dni parnych w Łodzi widoczne są dość regularne fluktuacje o okresie 16–17 lat. Brak wyraźnej okresowości na pozostałych stacjach nie pozwala jednak wyciągać bardziej ogólnionych wniosków na ten temat.

Zmiany dobowej częstości pogody parnej

Stan parności pojawia się znacznie częściej w godzinach dziennych niż w nocy (ryc. 5A). Relatywnie duża częstość parności przypada na godziny 9–18, maksymalną zaś liczbę jej przypadków notuje się o godzinie 18 UTC (średnio 18 przypadków rocznie w Krakowie). Najrzadziej pogodę parną obserwuje się o godzinie 3 UTC (średnio 4 razy w roku w Krakowie). Dobowy przebieg parności nie jest jednakowy we wszystkich miesiącach roku. W czerwcu i lipcu sytuacje z pogodą parną zdarzają się najczęściej wieczorem, w sierpniu zaś maksimum przypadków parności przesunęło się ku godzinom okołopołudniowym (Baranowska, 1960). Średnia roczna liczba dni z parnością występującą o dowolnej godzinie doby wynosi w Krakowie 28 i jest o 15 większa od rozpatrywanej tutaj oraz w niektórych opracowaniach bioklimatycznych liczby przypadków wystąpienia pogody parnej o godzinie 12 UTC. W rozkładzie czasowym (1966–2002) widać

znaczną zgodność przebiegu wieloletniego liczby dni z pogodą parną w poszczególnych terminach obserwacyjnych (ryc. 5B). Zgodność tę potwierdzają istotne statystycznie wartości współczynnika korelacji omawianych ciągów, wykazujące najściślejszą zależność ogólnej liczby dni z pogodą parną od liczby przypadków wystąpienia parności w godzinach 9–18 UTC ($r = 0,84\text{--}0,94$ w Krakowie).

Pogoda parna utrzymuje się najczęściej przez kilka-kilkanaście godzin. Największa częstość dotyczy krótkotrwałych (do kilku godzin), okresów parnych (Baranowska, 1965). Zdarzają się jednak przypadki długotrwałego (co najmniej 24-godzinnego), nieprzerwanego utrzymywania się wysokiej prężności pary wodnej. W okresie 1966–2002 w Krakowie obserwowano tendencję zwiększania się liczby takich przypadków (ryc. 5C). Od 1994 r. w każdym roku notowano co najmniej jeden przypadek długotrwałej parności. Największą roczną liczbę przypadków trwania pogody parnej przez co najmniej 24 godziny stwierdzono w ostatnim dziesięcioleciu rozpatrywanego okresu (7 przypadków w 2001, 8 przypadków w 2002 r.). Długotrwałe utrzymywanie się pogody parnej zdarza się tylko od czerwca do sierpnia.

Czas nieprzerwanego trwania parności odznacza się w badanym okresie wyraźną tendencją rosnącą (ryc. 5D). Do końca lat 1980. nie obserwowano pogody parnej trwającej dłużej niż 60 godzin. W pierwszej połowie lat 1990. pojawiły się przypadki utrzymywania się parności nieprzerwanie przez 60–70 godzin, a na przełomie XX i XXI w. kilkakrotnie obserwowano trwanie pogody parnej przez ponad 80 godzin. Przerwanie stanu parności następowało najczęściej około godziny 3 UTC. Najdłuższy epizod nieprzerwanego trwania pogody parnej w Krakowie zanotowano w ostatnim roku badanego okresu (ryc. 5E). W dniach 13–18 lipca 2002 r. prężność pary wodnej $\geq 18,8$ hPa notowano nieprzerwanie przez 93 godziny, a gdyby pominąć krótkotrwałe spadki prężności zaledwie o kilka dziesiątych hPa poniżej progu parności, można przyjąć, iż szczególnie niekorzystna dla organizmu człowieka sytuacja pogodowa trwała przez 138 godzin. Jest to okres dłuższy o ponad 40 godzin od zaobserwowanego i opisanego przez M. Baranowską (1960) najdłuższego okresu nieprzerwanego trwania parności we Wrocławiu w latach 1946–1958. W dniach 14–16.07.2002 r. południowa Polska znajdowała się pod wpływem niżu, z adwekcją mas powietrznych ze wschodu, a w ciągu trzech następujących dni pogodę w tej części kraju kształtowała bruzda cyklonalna (Niedźwiedź, 2002). Najwyższą wartość osiągnęła prężność pary wodnej mniej więcej w środku omawianego okresu (26,5 hPa, 16.07.02., 18 UTC). Nie była to maksymalna w całym badanym okresie prężność pary wodnej w Krakowie: najwyższa jej wartość przekroczyła w jednym terminie pomiarowym 27 hPa (3 lipca 1995 r.). Południowa Polska znajdowała się tego dnia pod wpływem układu niskiego ciśnienia z adwekcją z południowego zachodu (Niedźwiedź, 2002). Prężność pary wodnej osiągnęła o godzinie 18 UTC 27,2 hPa przy temperaturze powietrza 24,8°C (z maksimum dobowym w godzinach południowych wynoszącym 29,2°C) i wilgotności względnej 87%.

Wzrost prężności pary wodnej był związany z burzą frontalną, która przeszła nad stacją w godzinach poprzedzających zjawisko.

Związki między występowaniem pogody parnej a typem sytuacji barycznej nie były w niniejszej pracy szczegółowo badane. M. Baranowska (1960) stwierdziła, iż największa częstość występowania parności powietrza we Wrocławiu zdarza się przy pogodzie bezwietrznej oraz przy adwekcji powietrza z kierunku południowo-wschodniego, z którym to kierunkiem związany jest napływ mas powietrza zwrotnikowego nad Polskę. Najmniejsza częstość pogody parnej notowana jest natomiast przy napływie powietrza z północy i północnego wschodu.

Podsumowanie i wnioski

Najważniejsze wyniki badań można ująć w następujące stwierdzenia.

1. Średnia roczna liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC rośnie na obszarze Polski dość regularnie w miarę przesuwania się z północnego zachodu (średnio 5–10) na południowy wschód (15–17 w roku). Wyjątkiem jest pas nadmorski z nieco zwiększoną, w porównaniu z obszarami sąsiednimi, liczbą dni parnych (średnio do 16 w roku) oraz wysoko położone obszary górskie, gdzie dni parne nie występują.

2. Najbardziej niekorzystne pod względem parności powietrza warunki bioklimatyczne panują w południowo-wschodniej Polsce, najlepsze zaś – to północna i zachodnia Polska (z wyjątkiem pasa nadmorskiego) oraz obszary górskie powyżej 500 m npm.

3. Zmienność liczby dni z pogodą parną z roku na rok jest najmniejsza w południowo-wschodniej Polsce (40–45%), a największa w obszarach górskich o sporadycznym występowaniu takich dni (z maksimum przekraczającym 100% na terenach położonych przy górnej granicy występowania parności) oraz w niektórych obszarach północnej Polski (>60%).

4. 10–30% dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC w obszarach nadmorskich i 40–50% takich dni na większości pozostałego obszaru Polski to jednocześnie dni z temperaturą powietrza powyżej 25°C o tej samej godzinie.

5. Z wyjątkiem północno-zachodniej i południowo-zachodniej Polski liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC cechowała się w II połowie XX w. istotną statystycznie tendencją dodatnią.

6. Pogoda parna występuje najczęściej o godzinie 18 UTC (w Krakowie średnio 18 razy w roku), najrzadziej zaś o godzinie 3 UTC (4 razy w roku);

7. W okresie 1966–2002 wystąpiła tendencja zwiększania się liczby przypadków nieprzerwanego trwania parności przez co najmniej 24 godziny. Jednocześnie długość okresów z pogodą parną wykazywała trend rosnący.

Biorąc pod uwagę przedstawione tutaj wyniki badań, należałoby do charakterystyki obciążenia termiczno-wilgotnościowego człowieka przyjąć godziny 15–18 UTC, a więc okres doby, kiedy obciążenie to jest największe.

Opracowanie stanowi rozszerzenie i uzupełnienie wiedzy dotyczącej warunków występowania na obszarze Polski stanów parności. Jego wyniki mogą stanowić inspirację do możliwego obecnie, szczegółowego opracowania częstotliwości i zmienności tej charakterystyki klimatycznej na podstawie danych z co najmniej 8 terminów obserwacyjnych na dobę za okres 30-letni lub dłuższy.

Piśmiennictwo

- Baranowska M., 1960, *Częstość występowania dni parnych we Wrocławiu*, Przegląd Geofizyczny, 5, 2, s. 123–132.
- Baranowska M., 1965, *Dobowy przebieg parności na stacji Warszawa-Okęcie w okresie 1953–1962*, Prace PIHM, 86, s. 39–47.
- Chełchowski W., 1965a, *Dni letnie, upalne i parne w Zakopanem w latach 1931–1960*, Prace PIHM, 86, s. 31–38.
- , 1965b, *Rozkład dni parnych w Polsce w latach 1951–1960*, Prace PIHM, 86, s. 5–29.
- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka*, Monografie IGIPZ PAN, 1, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*, Monografie IGIPZ PAN, 3, Warszawa.
- Krawczyk B., 1988, *Uciążliwość warunków biotermicznych w Polsce*, Problemy Uzdrowiskowe 9–10, s. 83–94.
- Niedźwiedz T., 2002, *Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej* – zbiór komputerowy, Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec.

[Wpłynęło: luty; poprawiono: maj 2004 r.]

MAŁGORZATA FALARZ

DAYS WITH SULTRY WEATHER IN POLAND

The study concerns the occurrence of sultriness (with vapour pressure ≥ 18.8 hPa) across Poland. The spatial distribution of the number of days with sultry weather at 12 Coordinated Universal Time was analysed on the basis of data from 53 Polish meteorological stations over the period 1961–2000 (Fig. 2). The direction and magnitude of changes in the number of sultry days in the second half of the 20th century were investigated at a few measurement points, and the 24-hour course and duration of sultriness were also studied.

The most important results of the investigation can be expressed as follows: 1) the average number of days with sultry weather at 12 UTC is steadily greater as one moves across Poland in the NW–SE direction (Fig. 3A); the exceptions are the coastal area (with more sultry days than neighbouring regions) and that of mountains above ca. 1200 m a.s.l. in which sultry days do not occur; 2) the worst bioclimatic conditions in respect of sultriness exist in south-eastern Poland, while the best (most favorable) are in

northern and western parts (away from the coast), and in the mountains; 3) the year-on-year variability in the number of sultry days is lowest in south-eastern Poland (40–50%), and highest in the low-mountain area (near to the upper limit for the occurrence of sultriness) and in some regions of northern Poland (>60%; Fig. 3C); 4) on 10–30% of the days with sultry weather at 12 UTC in the coastal area and 40–50% of such a days in most of the rest of Poland, the air temperature at 12 UTC was above 25°C (Fig. 3E); 5) other than in western Poland, an upward trend of statistical significance (at the 0.05 level) was observed in the second half of the 20th century for the number of sultry days (Fig. 4); 6) sultry weather is noted most often at 18 UTC, while it is rarest at 3 UTC (Fig. 5A); 7) the period 1966–2002 manifested an upward trend for the number of cases in which sultry weather persisted for at least 24 hours; at the same time, there was an upward trend for the duration of periods with sultry weather (Figs. 5C, 5D).

Przykład zastosowania technik komputerowych do waloryzacji i ochrony krajobrazów Wyżyny Częstochowskiej

*An example of the application of computer technologies
in the valuation and protection of landscapes of the Częstochowa Upland*

JERZY NITA, URSZULA MYGA-PIĄTEK

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
jnita@wnoz.us.edu.pl ump@wnoz.us.edu.pl

Zarys treści. Artykuł dotyczy zastosowania technik komputerowych w pracach nad oceną wartości przyrodniczych i kulturowych krajobrazu na przykładzie okolic Doliny Wiercicy (Wyżyna Częstochowska). W poniższym opracowaniu obszar ten przyjmuje się jako modelowy do badań, a prezentowana metoda jest obecnie testowana na pozostałych obszarach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Opisywane techniki możliwe są do zastosowania we wszystkich terenach o wysokich walorach krajobrazowych, w których dochodzi do konfliktów pomiędzy przedstawicielami instytucji ochrony przyrody, władzy lokalnej, miejscowej społeczności i potrzebami turystycznymi. Zastosowanie prezentowanych technik komputerowych, np. przy sporządzaniu planów ochrony obszarów chronionych, planów zagospodarowania przestrzennego czy strategii rozwoju gmin pozwala na podejmowanie najważniejszych (pozbawionych jednostronnego oglądu) decyzji dotyczących zarządzania określoną przestrzenią przyrodniczą.

Słowa kluczowe: waloryzacja i ochrona krajobrazu, Wyżyna Częstochowska, wizualizacja, numeryczny model terenu.

Krajobraz jako pojęcie interdyscyplinarne

Opracowania naukowe dotyczące krajobrazu często mają charakter interdyscyplinarny. Krajobraz jest bowiem przedmiotem zainteresowań wielu dyscyplin naukowych. W ramach nauk przyrodniczych badamy między innymi jego aspekt fizjonomiczny, strukturalno-dynamiczny i funkcjonalny oraz historyczno-genetyczny. W pracach dotyczących waloryzacji i ochrony krajobrazów posługujemy się głównie kryterium fizjonomicznym. Jest ono typowe dla kierunków architektonicznych, a także socjologicznych (kwestia percepcji i oceny krajobrazów). Badania prowadzone wyłącznie wedle tego kryterium były

dotychczas mało precyzyjne, obarczone subiektywizmem wynikającym z poznania intuicyjnego. Z tego wynika potrzeba prowadzenia równoległych studiów uzupełniających nawiązujących do ujęć systemowych, które wykorzystują metody szczegółowej i jednoznacznej analizy komponentów środowiska przyrodniczego. W myśl takiego ujęcia „krajobraz jest rozumiany jako część epigeosfery stanowiącej złożony przestrzennie geokompleks o swoistej strukturze i wewnętrznych powiązaniach” (Kondracki i Richling, 1983). Inaczej jest to „heterogeniczna całość funkcjonująca zgodnie z prawami przyrody i obdarzona zdolnością do samoregulacji i odznaczająca się pewnym indywidualizmem” (Richling i Solon, 1994). R.T. Forman i M. Godron (1986) krajobraz rozumieją jako „skomplikowany, wielowymiarowy i wielocechowy system, składający się z geokomponentów i tworzonych przez nie krajobrazowych jednostek przestrzennych, za które tradycyjnie uważa się geokomponenty, lub coraz częściej matryce, płaty, korytarze”.

Zatem krajobraz w sensie fizycznym tworzy się z połączenia elementów abiotycznych środowiska przyrodniczego (skal podłoża, form rzeźby powierzchni, gleb, sieci hydrograficznej, określonych warunków klimatycznych) i biotycznych (szata roślinna i świat zwierzęcy), a także oddziaływań procesów i form antropogenicznych, będących efektem konkretnego przystosowania się społeczności ludzkiej do warunków środowiska przyrodniczego. Ujęcia takie mają wypracowaną metodykę, która daje dobre efekty na etapie prac o charakterze analitycznym. W podejściu ekologicznym zatraca się jednak bardzo ważny, historyczno-kulturowy kontekst rozwoju krajobrazu. Dlatego autorzy niniejszego artykułu podkreślają konieczność włączenia do prac nad waloryzacją krajobrazu także badań historyczno-genetycznych, które na etapie prac syntetycznych pomogą uzyskać bardziej wiarygodną kategoryzację wartości zapisanych w krajobrazie. W myśl takiego założenia, w niniejszej pracy krajobraz rozpatruje się także w jego formie kulturowej i jest on rozumiany jako „fragment historycznie ukształtowanej przestrzeni geograficznej powstałej w wyniku zespolenia oddziaływań środowiska przyrodniczego i kulturowego, tworzących specyficzną strukturę, objawiającą się regionalną odrębnością, postrzeganą jako swoista fizjonomia” (Myga-Piątek, 2001a). Przestrzeń tę można zatem interpretować pod kątem proporcji elementów strukturalnych, a więc naturalnych form rzeźby i pokrycia terenu oraz obiektów o genezie antropogenicznej. Pozwala to ocenić charakter krajobrazu, jako postać harmonijną, dysharmonijną lub zdegradowaną.

Nowe podejście do metod badania zmienności krajobrazów

Celem niniejszego opracowania jest prezentacja możliwości wykorzystania modeli numerycznych i statystycznych do analizy oraz oceny realnych lub potencjalnych stanów krajobrazu wybranych obszarów, szczególnie terenów

o dużych walorach środowiska. Przedstawiono sposoby wykorzystania analitycznych i ilościowych zestawień wyników do syntetycznego prognozowania ochrony najbardziej pożądaných stanów krajobrazu. W takich opracowaniach krajobraz poddawany jest wstępnej analizie poprzez rozwarstwienie na tematyczne moduły (warstwy). Podstawowe z nich to moduły: geologiczny (litostratygrafia i tektonika), morfologiczny, hydrologiczny, pokrycia roślinnego, użytkowania ziemi, sieci osadniczej, obiektów o cechach zabytkowych (warstwa kulturowa) oraz infrastruktury technicznej (sieć komunikacyjna, zabudowa przemysłowa).

W ramach poszczególnych modułów można dokonać zobiektywizowanego opisu przestrzennego elementów krajobrazu w ujęciu morfodynamicznym, a także przeprowadzać szczegółową analizę i waloryzację wybranych komponentów środowiska przyrodniczego oraz zmian wywołanych czynnikiem antropogenicznym.

Tematyczne warstwy posłużyły do szczegółowej inwentaryzacji i waloryzacji krajobrazu. Zestawianie „sekwencji krajobrazowych” poprzez odpowiednie „nakładanie” lub „ujmowanie” wizualizowanych na ekranie monitora warstw krajobrazu daje szansę oceny skutków zmian, które planujemy wprowadzić do realnie istniejącej przestrzeni geograficznej. To z kolei pozwala na oszacowanie kierunków i tendencji ewolucji krajobrazu badanego terenu. Znajomość tych tendencji jest kluczowa dla prognozowania zjawisk i procesów, jakie mogą nastąpić w przyszłości w obrębie określonej jednostki przestrzennej.

Ostatecznym celem może być opracowanie koncepcji najwłaściwszej ekspozycji i ochrony elementów krajobrazu. Dążenie do zachowania harmonii i równowagi w strukturze krajobrazu pozwoli zachować jego całościowy wymiar dla przyszłych pokoleń. Prace te także mają dodatkowy walor – dają podstawę do negocjowania kompromisu przedstawicieli różnych środowisk decyzyjnych (w tym lokalnych władz samorządowych, zarządu parków krajobrazowych, dyrekcji nadleśnictwa, społeczności lokalnych, a także turystów) w celu ochrony unikatowych wartości krajobrazu na wybranym obszarze (Myga-Piątek i Nita, 2002).

Modele numeryczne jako narzędzie analizy walorów krajobrazu

W analizie walorów krajobrazu, która za podstawę przyjmuje podejście strukturalno-dynamiczne, można zastosować współczesne techniki komputerowe. Metody te, poprzez graficzny typ opisu lub nawet formuły matematyczne, dają możliwość bardziej jednoznacznej oceny obecnego stanu krajobrazu, jak również przewidywania potencjalnej zmiany badanej przestrzeni (Kistowski i Iwańska, 1997).

Współczesne techniki komputerowe pozwalają na możliwość konstruowania obiektywnych, opartych na mierzalnych parametrach, modeli dotyczących

elementów krajobrazu. Podstawą do analiz są modele przestrzenne – DEM (Digital Elevation Model) i DTM (Digital Terrain Model) – które wizualizują morfologię terenu w dowolnej perspektywie i w wymaganej liczbie zobrazowań (Kraak i Ormeling, 1998; Tomlin, 1990). Model DEM jest numerycznym obrazem rzeźby powierzchni terenu, w którym celowo pomija się pozostałe składniki krajobrazu nie związane z morfologią (Kozieł, 1998). Model ten pozwala na obserwację elementów geomorfologicznych z dowolnej perspektywy, co daje duże możliwości w planowaniu przestrzennym i rekonstrukcji elementów krajobrazowych. Pozwala to na ocenę, które elementy krajobrazu wpływają najbardziej, a które najmniej korzystnie na całościowe postrzeganie krajobrazu. (Przez postrzeganie autorzy rozumieją proces nie tylko pierwszego zauważenia walorów krajobrazowych, ale także kolejnego pojmowania i kojarzenia, które składają się na percepcję krajobrazu).

Ponadto model ten pozwala na podjęcie próby wizualizacji i odtwarzania przestrzennych relacji wszystkich elementów środowiska przyrodniczego i antropogenicznego określonej przestrzeni, które rzutują w całości na krajobraz. Numeryczny model terenu umożliwia bowiem nakładanie na relief powierzchni zdjęć lotniczych i dowolnie przygotowanych prospekcji tematycznych (np. pokrycia leśnego, zabudowy, infrastruktury technicznej itp.). Pozwala zatem na wizualizację obiektów w przestrzeni geograficznej, jak również prezentowanie samego procesu zmienności krajobrazu. Opierając się na numerycznych modelach komputerowych sporządza się przestrzenny obraz wybranego terenu, w dowolnej projekcji, z dowolnym układem kompozycyjnym istniejącego lub planowanego stanu krajobrazu. Modelowanie pozwala na wymaganą liczbę „próbnych” kompozycji, dzięki czemu można prowadzić wielokierunkowe symulacje kształtowania wybranej przestrzeni. Techniki te wskazują na duże możliwości wizualizacji i prezentacji składowych elementów krajobrazu.

Przykładowe zastosowania modeli numerycznych w praktyce (Nita, 1999) to:

- wizualizacja kompozycji krajobrazowej na modelu morfologii powierzchni terenu (np. poprzez nakładanie zdjęć lotniczych);
- prezentowanie na powyższych modelach obiektów infrastruktury przestrzennej w dowolnej wizualizacji (np. projektów planowanych inwestycji, obiektów architektonicznych, itp.);
- łączenie modeli DEM i DTM z dużą ilością informacji zawartych w kompletarnej bazie danych (dowolna informacja tekstowa lub graficzna);
- analizowanie i syntetyzowanie danych terenowych w formie 3D. Użycie technik komputerowych do generowania układów trzywymiarowych do oceny np. spadków terenu, oświetlenia, ekspozycji, oceny panoramy, osi widokowych, itp.);
- prognozowanie faz rozwoju krajobrazu i kierunków zmian wybranych jego parametrów.

Walory krajobrazowe doliny górnej Wiercicy – testowego obszaru badań

Powyższe metody komputerowej analizy i wizualizacji zostały wykorzystane na wybranym obszarze Wyżyny Częstochowskiej, który odznacza się wyjątkowo zasobnym zbiorem walorów przyrodniczych oraz kulturowych i z tego względu można go traktować jako modelowy dla całej Wyżyny (Bogdanowski, 1972; 1992; Hereźniak, 1996; red., 1998; Myga-Piątek, 2000; 2001 b; Nita, 1998; 2001). Na stosunkowo niewielkim obszarze zachowały się powierzchnie zbliżone do krajobrazu naturalnego, a także wiele obiektów stanowiących dziedzictwo przyrodnicze-kulturowe Polski (Myga-Piątek, 2003). Jako najważniejsze należy wymienić następujące walory.

- 1) interesujący profil utworów geologicznych, skał węglanowych – głównie wapieni okresu jurajskiego, zróżnicowanych litofacjalnie i litostratygraficznie, sprzyjających intensywnemu rozwojowi procesów krasowych, tworzących ciekawe formy powierzchniowe i podziemne – z bogatym mikro- i mezoreliefem, które stanowią podstawę ewolucji charakterystycznego krajobrazu całej Wyżyny Częstochowskiej (Błaszak, 1967; Różycki, 1960 a, b; Rózkowski, red., 1990 i inni);
- 2) kompozycje krajobrazowe z oryginalnymi ostańcami wapiennymi w formie stromościennych iglic, baszt, mostów, bastionów i bram skalnych, występujących na stokach doliny Wiercicy oraz dolin bocznych („Diabelskie Mosty”, „Skała z Krzyżem”, „Ostrężnik”, „Brama Twardowskiego”) oraz w postaci izolowanych wzgórz, takich jak wzgórze zamkowe w Olsztynie (m.in. Nita J. i M., 1994; Nita, 2001; Szaflarski, 1955);
- 3) dolina rzeki Wiercicy – stanowiąca oś hydrologiczną i ekologiczną, a w konsekwencji także krajobrazową i kompozycyjną procesów przyrodniczych i kulturowych na tym obszarze (m.in. Myga-Piątek, 1998; 2000; Pacholewski, 1982, 1984; Pacholewski, i Rózkowski, 1982 oraz inni);
- 4) liczne wywierzyiska wód podziemnych o wysokiej klasie czystości wody z unikalną fauną bezkręgowców oraz stanowiskiem zastępczym warzuchy polskiej – *Cochlearia polonica* (Chełmicki, red., 2001; Dynowska, 1983; Hereźniak, 2002; Hereźniak, red., 1988);
- 5) jaskinie z bogatą fauną (gatunki troglodofilne i troglobiontyczne); np. jaskinia Wiercica, która stanowi jedno z 20 najważniejszych miejsc zimowania nietoperzy, w tym gatunków rzadkich (m.in. Głazek i inni, 1992; Hereźniak, 1996; Kowalski, 1951; Skalski, 1976);
- 6) koncentracja na niewielkim obszarze rozmaitych zespołów naturalnych buczyn o urozmaiconej strukturze wiekowej, w tym storczykowej, z udziałem rzadkich w Polsce storczyków z rodziny buławnik (*Cephalanthera rubra*, *C. alba*) (m.in. Celiński i Wika, 1978; Adamczyk i Kobyłecka, 1982; Kobyłecka, 1981; Hereźniak, 2002);

- 7) stanowiska rzadkich i chronionych gatunków roślin naczyniowych i mszaków (*Plan ochrony...*, 2000);
- 8) bogata fauna ptaków, w tym dziuplaków związanych ze starodrzewem (Czyż i Zygmunt, 1994; Hereźniak, 2002; *Plan ochrony...*, 2000);
- 9) wiele obiektów historycznych w randze zabytków, w tym: wczesnośredniowieczne grodzisko „Osiedle Wały”, średniowieczne ruiny zamków w Ostreżniku i Olsztynie, XIX-wieczna pstrągarnia wraz z zespołem stawów hodowlanych należących do najstarszych tego typu obiektów w Polsce (Girdwoyń, 1881; Myga-Piątek, 1998; 2001b; 2002; 2003).

W dolinie Wiercicy i na przyległych do niej obszarach stokowych i wierzchowinowych, wskutek harmonijnego zespolenia walorów naturalnych i kulturowych wykształcił się bardzo interesujący krajobraz, co sprawia, że obszar ten jest ważnym poligonem badawczym dla wielu przyrodniczych dyscyplin naukowych. Duża koncentracja wymienionych walorów na stosunkowo niewielkim obszarze zdecydowała o utworzeniu tu rezerwatu krajobrazowego „Parkowe”. Tego typu forma ochrony należy do nielicznych w województwie śląskim, gdyż z 59 rezerwatów, zaledwie dwa są rezerwatami krajobrazowymi. Unikatowość tego terenu ma zatem także prawne umocowanie w krajowym systemie ochrony przyrody. Fakt ten nakłada dużą odpowiedzialność za spójne i całościowe zarządzanie ochroną obszaru. Oznacza to podejmowanie decyzji w ramach obowiązujących procedur prawnych (Ustawa o ochronie przyrody, 2004; *Plan ochrony...*, 2000). Ujawniają się tu jednak działania wynikające z realizacji różnych potrzeb społecznych i ekonomicznych, często pozostających w wyraźniej sprzeczności z celami ochrony. Dlatego ważne jest, aby wyeliminować niebezpieczeństwo jednostronnego, analitycznego kierunku ochrony (np. na podstawie wyłącznie kryterium botanicznego), a jednocześnie nie dopuścić do nadmiernego i niekontrolowanego inwestowania w infrastrukturę turystyczną w tym obszarze. Próba syntetycznego spojrzenia z zastosowaniem modeli numerycznych pozwoli uniknąć subiektywnych ocen na rzecz ujęcia komplementarnego, opartego na zasadach harmonijnego współlistnienia wszystkich wartościowych komponentów regionu.

Poniżej przedstawiono przykłady wybranych wizualizacji walorów krajobrazowych. Ze względów praktycznych oraz mając na uwadze jednolitość kompozycji krajobrazowej przyjęto do analiz obszar ograniczony naturalną granicą, którą jest powierzchniowy dział wód IV rzędu.

Metodyka prac badawczych

Podstawowa metodyka prezentowanych poniżej prac jest oparta na cyfrowym zapisie składników analizowanego krajobrazu. Zapis ten pozwala na narzucenie matematycznych reguł w opisie składowych krajobrazu.

Podstawą opracowań w systemach numerycznych są mapy cyfrowe. W 1999 r. wykonano wektoryzację mapy topograficznej arkusz 522.112 w skali 1:10 000 w układzie kartograficznym 65 dostępnej w formacie dgn (MicroStation). Mapa ta zawiera jednak starą treść topograficzną, oficjalnie z 1982 r. Dlatego dokonano koniecznej aktualizacji treści mapy na podstawie wielkoskalowych (1:10 000) i średnioskalowych (1:26 000), barwnych zdjęć lotniczych pochodzących z 1994 r. W pracach symulacyjnych wykorzystano także czarno-białe zdjęcia wykonane w latach 1956–1980, w skali 1:20 000, które posłużyły do porównania i odtwarzania poprzednich układów przestrzennych. Dało to możliwość stworzenia obrazu dynamicznego, odzwierciedlającego zmiany elementów krajobrazu w konkretnych przedziałach czasowych. Wykorzystano również stare zbiory kartograficzne, głównie mapę A. M. von Heldensfelda z 1804 r.

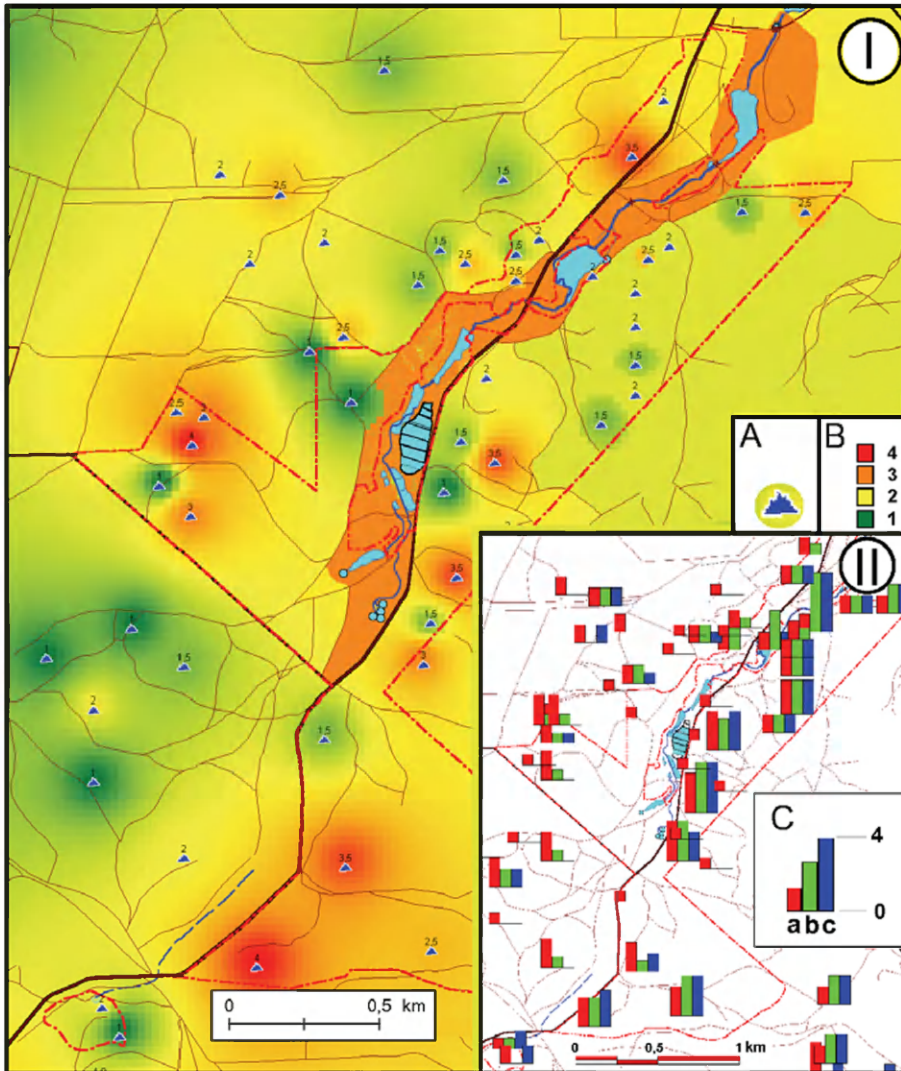
W pracach projektowych w obrębie zlewni Wiercicy DEM wykorzystano m.in. do inwentaryzacji i waloryzacji elementów geomorfologicznych (Myga-Piątek i Nita, 2001). Na potrzeby niniejszego opracowania zastosowano numeryczny model rzeźby terenu wygenerowany z rysunku warstwicowego oraz zdjęcia lotnicze nałożone na siatkę modelu numerycznego. Wykorzystano pionierską w Polsce bazę informacji inwentaryzacyjno-waloryzacyjnych ostańców skalnych na Wyżynie Częstochowskiej (Nita J. i M., 1994). Zastosowanie zawartych w bazie danych informacji pozwala na opracowanie optymalnych stref ochrony ostańców skalnych, a w konsekwencji służy wytypowaniu obiektów do ochrony jako pomniki przyrody nieożywionej (Nita i Waga, 1997; Waga i Nita, 2003). Dalszym etapem opracowania jest tworzenie wizualizacji tematycznych opartych na informacji o elementach sieci hydrograficznej, bazie surowcowej, przyrodzie ożywionej, infrastrukturze terenu, elementach kultury materialnej itp. (ryc. 1).

Kolejnym krokiem są prace syntetyczne, polegające na scalaniu wyników oceny przeprowadzonej w ramach tematycznych modułów. Etap ten jest już podstawą tworzenia zobiektywizowanego obrazu danej kompozycji oraz prognoz i planów do projektów zagospodarowania przestrzennego badanych obszarów.

Wybrane zastosowania DTM i DEM

Nowoczesne metody cyfrowego opracowania rzeźby terenu oraz numerycznego przetwarzania obrazów dają nowe możliwości wykorzystania technik informatycznych nawet przez niezaaansowanego użytkownika komputerów klasy PC. Metody cyfrowego tworzenia modeli graficznych (wizualizacji obiektów), których celem jest ułatwienie rozwiązywania i rozumienia aspektów krajobrazowych przestrzeni geograficznej dają przestrzenne (wielowymiarowe i wieloaspektowe) możliwości badawcze.

Prowadzone prace terenowe i badania z wykorzystaniem technik informatycznych GIS, pozwoliły na przetestowanie niektórych zastosowań modeli numerycznych w badaniach składników krajobrazu.



Ryc. 1. Ocena wartości krajobrazowych Doliny Wiercicy (I) oraz jej wybrane parametry (II): dostępność obiektów (C-a); wyeksponowanie obiektów (C-b); panorama z danego obiektu (C-c).

Wartość krajobrazową (I) oceniano uśredniając wielkości dla terenu (objaśnienia B) oraz w powiązaniu z dominującym elementem terenowym – ostańcami (objaśnienia A); skala ocen: 4 – bardzo wysoka, 3 – wysoka, 2 – dobra, 1 – średnia

Assessment of scenic values in the Wiercica Valley (I), and selected parameters thereof (II): accessibility of objects (C-a); exposition of objects (C-b); view from a given object (C-c). Scenic value (I) has been assessed by averaging the values for the site (B descriptions) and in relation to the dominating element of the site – monadnocks (A descriptions); grading scale used: 4 – very high, 3 – high, 2 – good, 1 – average

1. Zastosowanie metod analizy numerycznej do inwentaryzacji i obiektywnej waloryzacji modułów krajobrazowych – tworzenie bazy danych

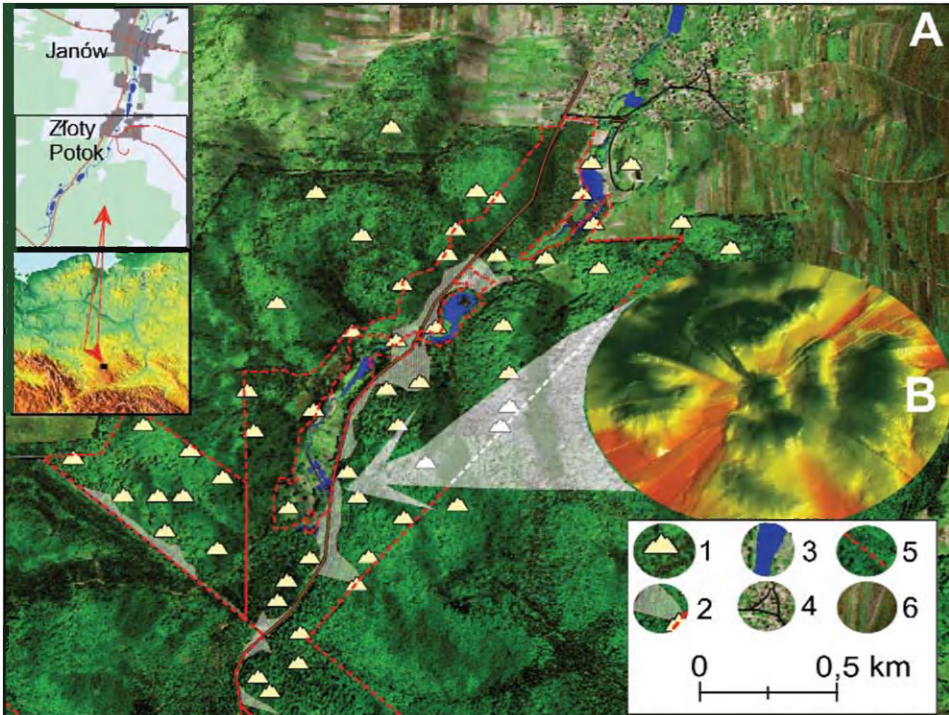
Mapa numeryczna wraz z bazą danych doskonale nadaje się do prowadzenia inwentaryzacji form i obiektów składających się na całość kompozycji krajobrazowej. Pozyskane informacje przestrzenne powinny być uporządkowane we właściwie opracowanych kartach bazy danych (Nita i Waga, 1997; Magnuszewski, 1999). Dla wybranych obiektów gromadzony jest parametryczny opis kilkudziesięciu cech charakteryzujących wybrany komponent. Dysponując charakterystyką obiektu w zapisie ilościowo-numerycznym można bez przeszkód dokonywać wyborów tematycznych, czyli prowadzić wyszukiwanie wybranych walorów. Wybrane na podstawie kryteriów numerycznych walory obszaru zostają pozbawione osądu intuicyjnego i stają się bardziej jednoznaczne. Kolejnym krokiem jest nadanie rangi poszczególnym kryteriom waloryzacji, tak aby nie zatracić żadnego z cennych komponentów środowiska i jednocześnie nie wprowadzić dominacji jednego z nich (ryc. 1). W takich opracowaniach należy również:

- ustalić rangę i charakter stref ochrony dla najistotniejszych walorów przyrody nieożywionej (wokół ostańców „Diabelskie Mosty”, „Osiedle Wały”, „Brama Twardowskiego”, „Pasięka”);
- ustalić rangę i charakter stref ochrony najistotniejszych walorów kulturowych wyraźnie spójnych z rodzimymi warunkami hydrologicznymi („Pstrągarnia”, Młyn „Kołaczew” nad stawem Zielonym).

2. Ocena relacji pomiędzy modułami w kompozycji krajobrazowej (ocena proporcji występowania elementów krajobrazu) – próba określenia dominacji lub recesji wybranych elementów krajobrazu

W tym przypadku wykorzystano waloryzację do ustalenia rangi poszczególnych modułów i ich wpływu na kompozycję krajobrazową. Przykładowo – modelowanie numeryczne zastosowano do zaprojektowania minimalnych odlesień koniecznych do pełnego eksponowania walorów morfologicznych terenu. Jak wykazują dotychczasowe badania, ostańce skalne są podstawowym walorem krajobrazu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, nadając tej krainie niepowtarzalny charakter (Nita, 2001; Nita J. i M., 1994). Zmiany systemu gospodarowania rolnego na wsi spowodowane przyczynami ekonomiczno-społecznymi zdecydowały o zaprzestaniu systematycznej uprawy ziemi i wzroście powierzchni nieużytków rolniczych (które mogą spełniać formę tzw. użytków ekologicznych). Na tereny odłogowane wkracza, drogą naturalnej sukcesji, wysoka roślinność. Dotyczy to także zarastania ostańcowych form skalnych, które – wchłaniane przez obszary leśne – stają się nieczytelne w krajobrazie. Ponadto systemy korzeniowe drzew przyspieszają proces denudacji mechanicznej i chemicznej ostańców. Jediną rozsądną formą gospodarowania wydaje się selekcja roślinności i planowe

równoważenie wszystkich walorów środowiska stanowiących kompozycyjną całość. Za pomocą modelowania komputerowego możemy prowadzić symulację krajobrazowych efektów jakie mogłyby wywołać minimalne cięcia odsłaniające ostańce skalne, nie dokonując eksperymentalnych działań w tym zakresie na przyrodzie ożywionej (ryc. 2).



Ryc. 2. Przykład projektowania odlesienia (A) na wybranym obszarze z wykorzystaniem baz danych o ostańcach skalnych, modeli numerycznych, zdjęć lotniczych oraz analizy widoczności obiektów terenowych (B)

- 1 – obiekty skałkowe opisane w bazie, 2 – miejsca proponowanego odlesienia, 3 – obiekty wodne, 4 – infrastruktura drogowa, zabudowa, 5 – granice rezerwatu, 6 – pola uprawne

Example of designed deforestation (A) in the selected area using databases of rock monadnocks, digital models, aerial photos and analysis of visibility of field objects (B)

- 1 – rocky objects described in the database, 2 – area of suggested deforestation, 3 – water objects, 4 – roads and built infrastructure, 5 – reserve boundaries, 6 – cultivated fields

Podobne zabiegi projektowe prowadzi się w celu wyeksponowania innych cennych obiektów przyrodniczych (np. źródeł, stawów) i kulturowych (zabytkowych dworów, studni, krzyży i kapliczek). Istotnym przesłaniem w tych pracach jest równowaga pomiędzy wszystkimi walorami określonej przestrzeni z jednoczesnym umiejscowieniem eksponowaniem walorów podstawowych.

3. Zastosowanie metod wizualizacyjnych w różnych projektach, np. udostępnienia turystycznego

Cała Wyżyna Częstochowska jest obszarem wzmożonego ruchu turystycznego. Turystyka ta ma bardzo różny charakter (od turystyki kwalifikowanej i edukacyjnej po rekreację). Ze względu na maksymalną koncentrację wyżej wymienionych walorów środowiska przyrodniczego i kulturowego oraz bliskie sąsiedztwo aglomeracji Częstochowy i konurbacji górnośląskiej, okolice doliny Wiercicy podlegają intensywnej penetracji turystycznej. Masowego ruchu turystycznego nie powstrzymują nadmierne zakazy i formy ochrony rezerwatowej – jeśli teren nie zostanie racjonalnie zagospodarowany infrastrukturą turystyczną, dojdzie do dewastacji wybitnych walorów regionu (Nita i Mucha, 2000). W tej złożonej sytuacji Wyżyny Częstochowskiej koncepcje poparte komputerowym modelowaniem mogą okazać się najwłaściwsze (Chybiorz i Nita, 1999).

Zastosowanie DTM może być przydatne do wytyczania najbardziej pożądanych tras pieszych i rowerowych. Model ten pozwala na przeprowadzenie symulacji nachylenia tras i stoków, po których poprowadzi szlak. DTM daje też możliwość wyboru najciekawszych ekspozycji i punktów widokowych na najbardziej interesujące obiekty terenu. Zaprojektowanie platform widokowych, parkingów, punktów postojowych czy tablic informacyjno-dydaktycznych pomoże skoncentrytować ruch turystyczny wzdłuż wybranych szlaków, ograniczając tym samym „dziką” turystykę (niekontrolowane penetrowanie form skałkowych i jaskiniowych wzdłuż dziesiątków ścieżek).

Modelowanie pozwala także na zaprojektowanie osi widokowych i nadanie im określonej rangi, co zapewni utrzymanie wysokich wartości percepcji krajobrazu rezerwatu bez nadmiernej penetracji ze strony turystyki.

Powyższe uwagi stanowią przykład praktycznych zastosowań GIS oraz DTM w pracach nad udostępnieniem najciekawszych widokowo fragmentów rezerwatu. Mogą one wpłynąć na podniesienie znaczenia tego obszaru przyrodniczego i umożliwią przemyślaną i odpowiedzialną ochronę jego walorów. Warunkiem jest uznanie, że człowiek jest nieodłącznym składnikiem współczesnego krajobrazu tego terenu. Należy tak projektować turystyczne udostępnienie terenu, aby z jednej strony spełniać rosnące oczekiwania ludzi związane z potrzebą obcowania z wyjątkowymi wartościami krajobrazu tej krainy, a z drugiej zapewniać warunki ochrony unikatowej przyrody.

4. Zastosowanie symulacji i modelowania modułów krajobrazowych w planach ochrony ścisłej

Plany ochrony ścisłej danego obszaru najczęściej wiążą się z całkowitym i absolutnym wyłączeniem terenu z użytkowania gospodarczego oraz przyjęciem pewnych monotematycznych kierunków ochrony. Takie podejście jest szczególnie

niekorzystne na obszarach cennych pod względem zarówno przyrodniczym, jak i kulturowym. W takim przypadku należy starać się nie dopuścić do dominacji jednego kierunku ochrony, np. drzewostanów. Stwarza to bowiem niebezpieczeństwo, iż przy stosunkowo szybko postępującej sukcesji roślinności w warunkach jednostronnej ochrony, może dojść do zagłuszenia innych, nie mniej cennych składników przyrody nieożywionej czy walorów środowiska kulturowego. Ponadto kierunek taki zakłada poważne ograniczenie obecności człowieka na takich obszarach, zmierzając w kierunku izolacji terenu od jakiegokolwiek działalności, nawet poznawczo-dydaktycznej czy rekreacyjnej.

W takiej sytuacji prace z zakresu modelowania i symulowania równowagi w stosunku do poszczególnych elementów i zespołów krajobrazowych okazują się pomocne przy wyborze optymalnych rozwiązań. Modele komputerowe mogą służyć opracowaniu realnych i racjonalnych form ochrony różnorodności komponentów przyrodniczych i kulturowych w trosce o ich wzajemną relację i harmonię. Takie zrównoważone podejście zdaje się pozytywnie rokować co do współlistnienia wartości krajobrazowych badanego terenu pojmowanych całościowo.

Wnioski

Prace waloryzacyjne na wybranym fragmencie Wyżyny Częstochowskiej pozwoliły ustalić, że najcenniejszymi składnikami krajobrazu tego obszaru są:

- elementy geomorfologiczne, w tym jako podstawowe – obiekty skałkowe;
- elementy hydrograficzne, w tym liczne źródła krasowe;
- kulturowe obiekty wodne (zabytkowa pstrągarnia, stawy, młyny, studnie);
- ponad 100-letni las bukowy z roślinnością chronioną;
- bogaty świat zwierząt.

Prowadzone prace terenowe i badania z wykorzystaniem technik cyfrowych GIS (analiza zdjęć lotniczych i ich wizualizacja na modelach numerycznych) pozwoliły na określenie aktualnej dominacji niektórych składników krajobrazu. Przeważa zwarty las bukowy z bogatym runem oraz licznymi młodymi siewkami sosny i brzozy na obrzeżach, natomiast unikatowe elementy geomorfologiczne w osi doliny, którą przebiega droga krajowa Żarki–Janów („Diabelskie Mosty”, „Osiedle Wały”, „Brama Twardowskiego”) widoczne są wyłącznie w porze zimowej (przy braku pokrycia listowiem). Pozostałe wyróżnione walory są słabo czytelne w krajobrazie wskutek niekontrolowanej sukcesji lasu.

Zastosowanie w praktyce numerycznych modeli terenu wraz z wizualizacją na nich map i zdjęć lotniczych sprawiło, że można:

- wytypować najciekawsze punkty widokowe i zakres dostępnego z nich pola obserwacji oraz wyznaczyć osie widokowe na najbardziej wartościowe obiekty rezerwatu (ryc. 1);

- wytyczyć obszary przeznaczone do wylesienia w celu zwiększenia widoczności najciekawszych obiektów (ryc. 2);
- wytypować najciekawsze, związane z osiami widokowymi i walorami krajobrazowymi szlaki turystyczne, których powstanie bądź modyfikacja przebiegu związana by była z minimalną szkodą dla środowiska (pozwala to nawet na skrócenie szlaków wiodących przez rezerwat);
- ustalić relacje najwartościowszych elementów krajobrazowych do tych, które aktualnie dominują w krajobrazie i przygotować propozycję zmiany tej relacji;
- przeprowadzić przestrzenną rekonstrukcję obszarów i obiektów (w tym kulturowych i przyrodniczych);
- opracować koncepcję optymalnej ochrony cennych składników krajobrazu w zrównoważonych proporcjach wszystkich walorów;
- wyznaczyć optymalne strefy ochronne dla poszczególnych obiektów i całego rezerwatu (w związku z obecnością obiektów uciążliwych, np. dróg krajowych);
- dokonać wizualizacji walorów i obiektów rezerwatu na modelu opartym na rzeczywistym wizerunku powierzchni (DEM bez dominującego pokrycia roślinnego).

Dzięki komputerowemu modelowaniu kompozycji krajobrazowych rezerwatu „Parkowe” możliwe było ustalenie warunków równowagi wszystkich elementów środowiska przyrodniczego i kulturowego z minimalną stratą pokrycia leśnego – obecnie dominującego i decydującego o wizerunku rezerwatu. Prace pozwoliły na zaproponowanie rozwiązań łączących zachowanie harmonii elementów krajobrazu z uwzględnieniem rosnących potrzeb społecznych (np. powstającej infrastruktury technicznej, turystyki, budownictwa mieszkalnego) i konieczności ochrony przyrody. Zwrócono też uwagę na potrzebę optymalizacji działań wspomagających pożądane kierunki rozwoju wyróżnionego krajobrazu z punktu widzenia określonych funkcji, np. wzmagającej się obecnie presji turystycznej.

Najistotniejszą zaletą opisaney metodyki jest modelowanie pożądanych stanów krajobrazu, które można praktycznie wykorzystać w planach zagospodarowania przestrzennego gmin czy w planie ochrony projektowanego Jurajskiego Parku Narodowego (JPN).

Piśmiennictwo

- Adamczyk B., Kobylecka S., 1982, *Wstępna charakterystyka gleb rezerwatu leśnego Parkowe w Złotym Potoku koło Częstochowy*, Ochrona Przyrody, 44, s. 341–377.
- Błaszak M., 1967, *Rozwój i geneza powierzchniowych form regionu częstochowskiego*, Kwartalnik Geologiczny, 11, 4, s. 931–932.
- Bogdanowski J., 1972, *Studium wartości krajobrazu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, 1, Oddział Krakowski PAN – Ossolineum, Wrocław.

- , 1992, *Przekształcenia krajobrazu jurajskiego w ciągu wieków i problemy ochrony*, [w:] *Pierwsze Sympozjum Jurajskie, „Człowiek i środowisko naturalne Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej”*, 5–6 V 1992 Dąbrowa Górnicza, Zarząd ZJPK, Dąbrowa Górnicza, s. 39–56.
- Celiński F., Wika W., 1978, *Próba nowego spojrzenia na stosunki fitosocjologiczne rezerwatu Parkowe w Złotym Potoku koło Częstochowy*, *Fragmenta Floristica et Geobotanica*, 23, 2, s. 277–307.
- Chelmiński W. (red.), 2001, *Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Chybiarz R., Nita J., 1999, *Analiza wybranych elementów środowiska przyrodniczego z wykorzystaniem map cyfrowych i interpretacji zdjęć lotniczych*, *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, 9, s. 217–221.
- Czyż S., Zygmunt J., 1994, *Zimowanie ptaków wodnych na terenie ZJPK woj. częstochowskiego*, Zarząd Zespołu Parków Krajobrazowych Województwa Częstochowskiego, Złoty Potok, maszynopis.
- Dynowska I., 1983, *Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej*, *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*, 11, Oddział Krakowski PAN, Ossolineum, Wrocław.
- Forman R.T., Godron M., 1986, *Landscape Ecology*, J. Wiley & Sons, New York.
- Girdwoyń M., 1881, *Projekt gospodarstwa rybnego wyrozumowanego (sztucznego), stawowego i węgorzarni, w dobrach Złotego Potoku*, *Archiwum ZPKWS – biuro w Złotym Potoku*, maszynopis.
- Głazek J., Pacholewski A., Rózkowski A., 1992, *Karst aquifer of the Cracow-Wieluń Upland. Poland*, [w:] H. Paloc, W. Back (red.), *Hydrogeology of Selected Karst Regions*, International Association of Hydrogeologists, 13, s. 289–306.
- Hereźniak J., 1996, *Tworzymy Jurajski Park Narodowy*, Liga Ochrony Przyrody, Częstochowa.
- , 2002, *Rezerваты przyrody ziemi częstochowskiej. Studium przyrodniczo-historyczne*, Liga Ochrony Przyrody, Częstochowa.
- Hereźniak J. (red.), 1988, *Inwentaryzacja przyrodnicza Jurajskiego Parku Krajobrazowego ark. Złoty Potok 522.112*, *Archiwum ZPKWS – biuro w Złotym Potoku*, maszynopis.
- Kistowski M., Iwańska M., 1997, *System Informacji Geograficznej. Zastosowanie w badaniach środowiska przyrodniczego*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Kobylecka S., 1981, *Stosunki litologiczno-glebowe Wyżyny Żarecko-Częstochowskiej*, *Prace Naukowe UŚ*, 401, Katowice.
- Kondracki J., Richling A., 1983, *Próba uporządkowania terminologii w zakresie geografii fizycznej kompleksowej*, *Przegląd Geograficzny*, 55, 1, s. 203–219.
- Kozieł Z., 1998, *Geokompozycyjne aspekty modelowania rzeźby terenu*, [w:] K. Kałamucki, J. Mościbroda (red.), *Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Kartograficznej*, 20, *Kazimierz Dolny, 8–10 października 1998 r.*, UMCS, PTG Komisja Kartograficzna, Lublin, s. 164–172.
- Kowalski K., 1951, *Jaskinie Polski*, 1, Państwowe Muzeum Archeologiczne, Warszawa.
- Kraak M.-J., Ormeling F. 1998, *Kartograficzna wizualizacja danych przestrzennych*, *Wydawnictwo Naukowe PWN*, Warszawa.
- Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*, *Wydawnictwo Naukowe PWN*, Warszawa.
- Myga-Piątek U., 1998, *Rola stawów w przemianach krajobrazu kulturowego doliny Wiercicy*, *Prace Muzeum Prof. W. Szafera*, 11, *Prądnik*, s. 13–24.
- , 2000, *Genius loci Wyżyny Częstochowskiej w kontekście przyrodniczym i historycznym*, *Pallas Silesia*, 4, *Fundacja „Pallas Silesia”*, Katowice, s. 122–131.
- , 2001a, *Spór o pojęcie krajobrazu w geografii i dziedzinach pokrewnych*, *Przegląd Geograficzny*, 73, 1-2, s. 163–176.

- , 2001b, *Ewolucja krajobrazu środkowej części Wyżyny Częstochowskiej – aspekty kulturowe*, [w:] K. German, J. Balon (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski i jego funkcjonowanie*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 10, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 357–366.
- , 2003, *Zabytkowe obiekty architektoniczne w krajobrazie planowanego Jurajskiego parku narodowego*, [w:] J. Partyka (red.), *Ochrona dóbr kultury i historycznego związku człowieka z przyrodą w parkach narodowych*, Ojcowski Park Narodowy, Regionalny Ośrodek Badań i Dokumentacji Zabytków w Krakowie, Stowarzyszenie „Kultura i Natura” im. J.G. Pawlikowskiego, Ojców, s. 573–584.
- Myga-Piątek U., Nita J., 2001, *The use of numerical models in valorization and reconstruction of landscape elements on the basis of “Parkowe” reservation*, [w:] *International Conference and Exhibition Proceeding, GIS Croatia 2000*, GIS Forum, Zagreb, s. 77–87.
- , 2002, *Compilation of numerical thematic maps regarding natural and cultural values for the needs of territorial self-governments on the example of the civil parish of Janów*, [w:] *International Conference and Exhibition Proceedings, GIS Odyssey 2002*, GIS Forum, Zagreb, s. 302–308.
- Nita J., 1998, *Geomorfologiczno-geologiczna analiza ostańców skalnych Wyżyny Częstochowskiej*, WNoZ, UŚ, Sosnowiec, maszynopis.
- , 1999, *Atlas map numerycznych. Analiza zmian przestrzennych wybranych elementów środowiska przyrodniczego, w oparciu o mapy numeryczne i interpretację zdjęć lotniczych, oraz badania terenowe na ark. 522.121*, Geodezyjny Urząd Wojewódzki, Katowice.
- , 2001, *Ewolucja krajobrazu środkowej części Wyżyny Częstochowskiej – aspekt przyrodniczy*, [w:] K. German, J. Balon (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski i jego funkcjonowanie*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 10, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 350–357.
- Nita J., Mucha Z., 2000, *Stan i perspektywy rozwoju Jurajskich Parków Krajobrazowych na obszarze Wyżyny Częstochowskiej*, Kształtowanie Środowiska Geograficznego i Ochrona Przyrody na Obszarach Zurbanizowanych, 30, UŚ WBiOŚ WNoZ, Katowice-Sosnowiec, s. 12–20.
- Nita J., Nita M., 1994, *Waloryzacja form skalnych środkowej części Parku Krajobrazowego „Orle Gniazda”*, Zarząd ZJPK woj. katowickiego, Dąbrowa Górnicza.
- Nita J., Waga J.M., 1997, *Interdyscyplinarna komputerowa baza danych Parku Krajobrazowego „Cysterskie Kompozycje Krajobrazowe Rud Wielkich”*, Scripta Rudensia, 8, Rudy Wielkie.
- Pacholewski A., 1982, *Wybrane zagadnienia dotyczące hydrogeologii utworów jury górnej w zlewni Wiercicy (Złoty Potok)*, [w:] *Przewodnik LIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec, 23–25 września 1982 r.*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 241–250.
- , 1984, *Opracowanie bilansu wodnego rzeki Wiercicy za lata 1979–1983*, Archiwum Oddziału Górnośląskiego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec, maszynopis.
- Pacholewski A., Rózkowski A., 1982, *Badania eksperymentalnej zlewni podziemnej Wiercicy i jej bilansu hydrogeologicznego (Janów)*, [w:] *Przewodnik LIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec, 23–25 września 1982 r.*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 251–259.
- Plan ochrony Rezerwatu „Parkowe”*, 2000, red. nauk. J. Hereźniak, Archiwum Zarządu ZPKWŚ, Będzin, maszynopis.
- Richling A., Solon J., 1994, *Ekologia krajobrazu*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

- Rózkowski A. (red.), 1990, *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*, Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- Różycki S., 1960a, *Czwartorzęd Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią terenów*, Przegląd Geologiczny, 8, 3, s. 424–429.
- , 1960b, *Jura górna i kreda oraz zjawiska krasowe w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, [w:] Przewodnik XXXIII Zjazdu PTG, 27–29.06., Oddział Kielecki PTG, Kielce.
- Szaflarski J., 1955, *Wierzchowinowe formy skalne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, PTTK, Częstochowa.
- Skalski A.W., 1976, *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i ich ochrona*, Chrońmy Przyrodę Ojczyzną, 32, 4, s. 5–20.
- Tomlin C.D. 1990, *Geographic Information Systems and Cartographic Modelling*, Prentice Hall, New Jersey.
- Ustawa o ochronie przyrody z dnia 16 kwietnia 2004 r. (Dz.U. 04.92.880 z dnia 30 kwietnia 2004 r.).
- Waga J.M., Nita J., 2003, *Interdyscyplinarna Baza Danych GIS Terra-Info-0597 Zastosowanie w nauce edukacji i praktyce. Podręcznik użytkownika bazy*, Oddział Katowicki PTG, Sosnowiec.

[Wpłynęło: marzec; poprawiono: wrzesień 2004 r.]

JERZY NITA, URSZULA MYGA-PIĄTEK

AN EXAMPLE OF THE APPLICATION OF COMPUTER TECHNOLOGIES IN THE VALUATION AND PROTECTION OF LANDSCAPES OF THE CZĘSTOCHOWA UPLAND

The landscape, in its physical meaning, is created by a combination of abiotic elements of the natural environment (underlying rocks, surface features, soils, the hydrographic network, specific climatic conditions) and biotic ones (vegetation cover and the animal world), as well as influences of anthropogenic processes and formations, which are an effect of specific adaptation of the human community to the conditions of the natural environment.

The aim of this paper is to present the possibilities for applying digital and statistical models in the analysis and assessment of the existing or potential condition of landscapes in selected areas, especially those of high environmental value. Ways of using analytical and quantitative result summaries to synthetically forecast protection of landscapes in the most desirable condition have been presented here. In this type of research paper, the landscape is analysed preliminarily by means of separating thematic modules (layers). Within each module, it is possible to generate an objective spatial description of elements of the landscape in the morpho-dynamic aspect, and to carry out a detailed analysis and valuation of selected components of the natural environment and the changes to it resulting from anthropogenic factors.

Thematic layers are used for the presentation of the detailed cataloguing and valuation of the landscape. A compiling of "landscape sequences", by means of "overlying" or "removing" landscape layers visualized on a monitor screen makes it possible to assess

the impact of changes whose implementation in the existing geographical space is planned. This, in turn, makes it possible to forecast the directions and trends in the evolution of the landscape of an area under research. familiarity with these trends is crucial in the forecasting of phenomena and processes that may occur in the future within given spatial units. The ultimate aim may be to work out the most appropriate concept by which to expose and protect elements of the landscape.

The main methodology in the research presented is based around digital processing of components of the analysed landscape. This means of data storage makes it possible to apply mathematical rules in describing the elements of the landscape. Attempts at this type of approach have been made in the selected model area of the Częstochowa Upland.

Problemy interpretacji rzeźby dna doliny dolnej Wisły w Basenie Świeckim w świetle ostatnich badań geomorfologicznych

*Some problems with interpreting the valley-floor topography of the lower
Vistula in the light of recent geomorphological investigations*

JAROSŁAW KORDOWSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im S. Leszczyckiego PAN,
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19; e-mail: jarek@geopan.torun.pl

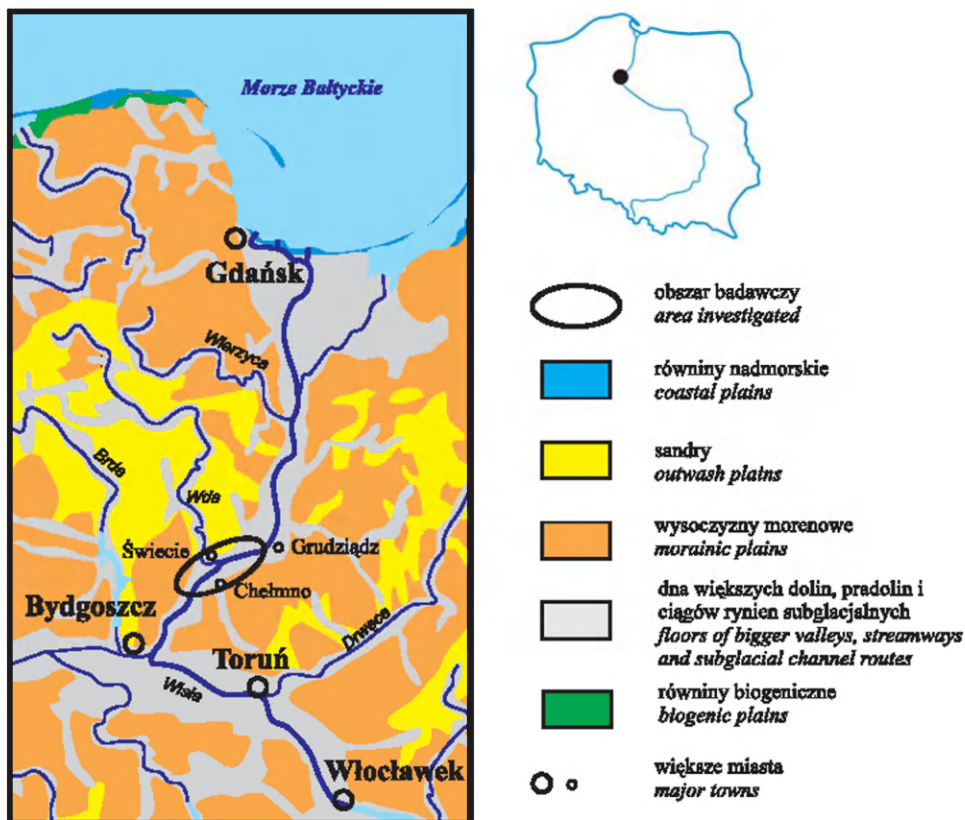
Zarys treści. W artykule przedstawiono opis rzeźby i osadów powierzchniowych Basenu Świeckiego – jednego z odcinków doliny dolnej Wisły. Zwrócono uwagę, że w dnie doliny występują nie tylko formy fluwialne, ale także wytopiska i kociołki po martwym lodzie. Swoją obecność zaznaczają też pokrywy ablacyjne o miąższości przekraczającej 3 metry. Wyniki badań odniesiono do podobnych badań przeprowadzonych w innych odcinkach doliny Wisły, a także do doliny Odry. Postawiono tezę, że w dolinie dolnej Wisły większy niż dotychczas przyjmowano jest udział teras kemowych kształtowanych w warunkach zalegania licznych brył martwego lodu.

Słowa kluczowe: dolina dolnej Wisły, rzeźba fluwialna, rzeźba wytopiskowa.

Wstęp

Dolina dolnej Wisły od dawna jest obiektem intensywnych badań geologicznych. Poszczególne odcinki doliny budziły w różnym stopniu zainteresowanie badaczy, czego efektem jest niejednorodny stan jej rozpoznania. Jednym z obszarów mniej zbadanych jest Basen Świecki – fragment doliny między Basenem Unisławskim a Basenem Grudziądzkim (ryc. 1). Dolina Wisły ma tu od 7 do 9 km szerokości, równina zalewowa 4 do 5 km. Obszar zajęty przez osady powodziowe zajmuje przybliżoną wysokość między 23 a 26 m npm. Rzędna koryta rzecznego wynosi 21 do 19 m npm. Od zachodu dochodzi tu znacznej wielkości sandr i dolina Wdy, której bezpośrednio przylegający do Basenu Świeckiego fragment był przedmiotem badań J. Szupryczyńskiego (1988) i L. Andrzejewskiego (1994). Od wschodu otoczenie doliny stanowi Wysoczyzna Chełmińska (Niewiarowski, 1959; Wysota, 2002), a od zachodu Wysoczyzna Świecka

(Olszewski, 1969). W podziale J. Kondrackiego (1994) region ten nie znalazł osobnego wydzielenia i został potraktowany jako jeden mezoregion Doliny Fordońskiej razem z przełomowym odcinkiem doliny Wisły pod Fordonem i Basenem Unisławskim.



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań
Location map of area investigated

Historia badań i rozwój koncepcji morfogenezy doliny dolnej Wisły

Pierwsze szczegółowe badania rzeźby i osadów w dolinie dolnej Wisły przeprowadzili badacze pruscy na początku XX wieku. Należy tu wymienić nazwiska Maasa, Jentscha, Keilhaacka i Sonntaga (Starkel i Wiśniewski, 1990a, b). W Basenie Świeckim szczegółowe badania prowadzili G. Maas i A. Jentsch w ramach kartowania geologicznego przy realizacji map z serii *Geologische Kar-*

te von Preußen und benachbarten deutschen Ländern (Galon, 1934). Ich zdaniem w dolinie dolnej Wisły, poniżej Fordonu, podczas recesji ostatniego lądolodu okresowo formowały się zastoiska proglacjalne, po czym uformowały się w nich trzy terasy fluwialne, kiedy wody w końcu pokonywały lokalne progi w dnie doliny pozostawione w wyniku działalności wycofującego się lądolodu. Większe zastoiska powstały w okolicach Grudziądza i Gdańska, chociaż miały też istnieć mniejsze (Sonntag, 1919). Po przejściu tej części Pomorza przez Polskę badania prowadził tu R. Galon (1934). W dolinie Wisły między Kotliną Toruńska a Żuławami wyróżnił on ponad równiną zalewową system 8 teras, który później rozbudował do 11 (Galon, 1953). Przyjmował fluwialną i fluwioglacjalną genezę teras, nie wspominając by w ich powstaniu większy udział miało mieć wytapianie brył martwego lodu. Skąpe, ale ważne informacje dotyczące ewolucji doliny Wisły w Basenie Świeckim występują w pracach E. Drozdowskiego (1974, 1979, 1982); a zwłaszcza we wspólnej publikacji z B. Berglundem (1976). Według nich obecność form kemowych, na zboczach doliny, wskazuje na duży udział brył martwego lodu w rozwoju doliny Wisły. Znaczne poszerzenie wiedzy na temat budowy geologicznej tego odcinka doliny nastąpiło w trakcie realizacji arkuszy *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000* (Chelmino – Butrymowicz, 1981 i *Grudziądz Rudnik – Maksiak*, 1983). Szczegółowo opracowano wówczas zasięg utworów powodziowych, biogenicznych i fluwioglacjalnych w dnie doliny.

Generalnie na podstawie dotychczasowych wyników badań ugruntował się pogląd, że dolina Wisły na omawianym odcinku jest formą erozyjną, wypełnioną przez 11-stopniowy system teras. System ten został przeniesiony na dolinę Wisły na podstawie badań na sandrze i dolinie Brdy (Galon, 1953) oraz pradolinie i dolinie Drwęcy (Niewiarowski, 1968). W poziomach teras od XI do IX odpływ miał się odbywać na południe, w poziomach VIII–VI miała następować bifurkacja wód z Kotliny Toruńskiej. W jej trakcie część wód Wisły kierowała się na północ przez Przełom Fordoński, część zaś na zachód, do pradolinie Noteci-Warty. Terasy niższe od VI miały być związane wyłącznie z odpływem w kierunku północnym. Badania E. Drozdowskiego i B. Berglunda (1976) wykazały, że wszystkie terasy występujące ponad równiną zalewową są starsze od allerödu.

Metody badawcze

Analizą rzeźby i osadów powierzchniowych objęto obszar od miejscowości Gruczno i Starogród na południu (5–8 km na południe od Świecia i Chelmina) po Szynych około 7 km na południe od Grudziądza. W sumie przeanalizowano około 25 km biegu doliny oraz znaczną część obszaru wysoczyznowego na północ od Chelmina. Opisu rzeźby i litologii utworów powierzchniowych dokonano na podstawie kartowania geomorfologicznego i szczegółowego kartowania litologicznego. W ich trakcie wykonano ponad 40 przekrojów poprzecznych przez cały

obszar doliny. W przekrojach z kolei wykonywano sondowanie ręczne w odstępach co około 60 m. Analizowano miąższość, układ przestrzenny i litologię osadów powodziowych i biogenicznych deponowanych poza aktywnym korytem rzecznym, a także teksturę i litologię osadów fluwioglacjalnych i glacialnych występujących w dnie doliny oraz na obszarach wysoczyznowych. W sumie wykonano blisko 4000 sondowań.

Formy i osady fluwialne

R. Galon (1934) wyróżnił na obszarze doliny dolnej Wisły dwa poziomy równiny zalewowej: wyższy (3–5 m) i niższy (2–3 m nad poziom rzeki). Poziom niższy w obszarze byłego zaboru pruskiego uległ przekształceniu w wyniku regulacji rzeki przeprowadzonej w końcu XIX w. (Babiński, 1984). Klasyfikację poziomów zalewowych znacznie wzbogacił W. Niewiarowski (1987) dzieląc, w Basenie Unisławskim, wyższy stopień na poziomy B₂ i B₁. Poziomy te nie mają, w większości przypadków, wyraźnej granicy wysokościowej, różnią się miąższością osadów pozakorytowych. Na poziomie B₂ wynosi ona około 2 m, natomiast na poziomie B₁ oscyluje wokół 0,5 metra. W Basenie Świeckim łatwo daje się rozróżnić dwa poziomy równiny zalewowej – niższy i wyższy, istnieje natomiast trudność w rozdzieleniu poziomu wyższego na dwa podpoziomy. Być może wynika to jeszcze z niedostatku szczegółowych badań, bądź też jest spowodowane zanikiem w tym obszarze kopalnego stopnia terasowego, który pozwolił rozróżnić te poziomy w Basenie Unisławskim. Zmniejszanie się liczby poziomów równiny zalewowej ku ujściu rzeki jest również widoczne jeśli analizuje się opisy do *Szczegółowych Map Geologicznych Polski* z tego obszaru (tab. 1).

Charakterystycznymi elementami tutejszej równiny zalewowej (ryc. 2) są liczne formy erozyjne. Najokazalsze z nich – największe i najgłębsze – to pozostałości koryt międzylachowych.

Koryta krewasowe są formami erozyjnymi wyciętymi na równinie zalewowej przez epizodyczne wody powodziowe (Schirmer, 1995). Nie mają starszych założeń w obrębie niżej leżących facji korytowych. Są o wiele płytsze i mniejsze od pozostałości koryt międzylachowych. Koryta takie mogą mieć nawet do 3 m głębokości, 30–50 m szerokości i 1–2 km długości. W Basenie Świeckim nie są rozmieszczone równomiernie. Wśród obszarów porozcinanych krewasami wyróżnia się Kępa Panińska koło Chełmna, okolice Ostrowa Świeckiego i Dorposza Chełmińskiego. Są to prawdopodobnie obszary szczególnie sprzyjające powstawaniu zatorów lodowych, które piętrzą wody rzeczne powodując lokalne powodzie. W czasach historycznych M. Grześ (1988) stwierdził występowanie powodzi związanych z zatorami lodowymi lub sryżowymi w różnych odcinkach doliny Wisły w latach: 1415, 1427, 1456, 1465/1466, 1518/1519, 1544, 1584, w XVIII w. co 4–5 lat, a następnie w latach 1840, 1888, 1891, 1895, 1909, 1924 i 1982. Generalnie szczególne ich nasilenie nastąpiło w czasie małej epoki lodowej.

Tabela 1. Przegląd poziomów zalewowych doliny dolnej Wisły na odcinku od Rzęczkowa do ujścia do Bałtyku

Obszar opracowania	Autor	Szerokość równiny zalewowej (km)	Poziomy równiny zalewowej
SMGP Rzęczkowo	Wrotek, 1990	2–3,5	– poziom wyższy, – poziom niższy całość na około 36–33 m npm.
SMGP Bydgoszcz Wschód	Kozłowska i Kozłowski, 1992	3–4	całość na 34–31 m npm.
Przełom Fordoński	Kordowski, 1999	1–4	– poziom wyższy, 34–31 m npm., powstały naturalnie, – poziom niższy, 32–29 m npm., prze- kształcony w wyniku regulacji koryta
SMGP Unisław	Kozłowska i Kozłowski, 1990	około 5	brak opisu
SMGP Żołędowo	Kozłowska i Kozłowski, 1985a	około 5	brak opisu
Basen Unisławski	Niewiarowski, 1987	2–2,5 w odcin- kach przeło- mowych, 5–8 w kotlinie	poziom C, najstarszy, – poziom B ₁ , młodszy – poziom B ₂ , najmłodszy
SMGP Chełmno	Butrymowicz, 1981	około 2,5	jeden poziom, 22–24 m npm.
SMGP Grudziądz Rudnik	Maksiak, 1983	4–5	jeden poziom, 21–22 m npm.
SMGP Nowe	Listkowska, 1981	6	jeden poziom 18,5–17 m npm.
Basen Grudziądzki	Drozdowski, 1982	4,5	jeden poziom 20–18 m npm.
SMGP Gardeja	Kozłowski i Wrotek, 1981	6	jeden poziom 18,5–17 m npm.
SMGP Kwidzyn	Kozłowska i Kozłowski, 1985b	6–8	jeden poziom, 16–10 m npm.
SMGP Gniew	Wrotek, 1986	7–8	jeden poziom 12–6,5 m npm.
SMGP Tczew	Mojski, 1988	u wylotu doliny 10	początek równiny deltowej, 1,3–9,4 m npm.
SMGP Drewnica, Sobieszewo	Mojski, 1990a	–	równina deltowa, 5 m npm. do 1 m ppm.
SMGP Nowy Dwór Gdański, Kąty	Mojski, 1990b	–	równina deltowa, 3 m npm. do 1 m ppm.

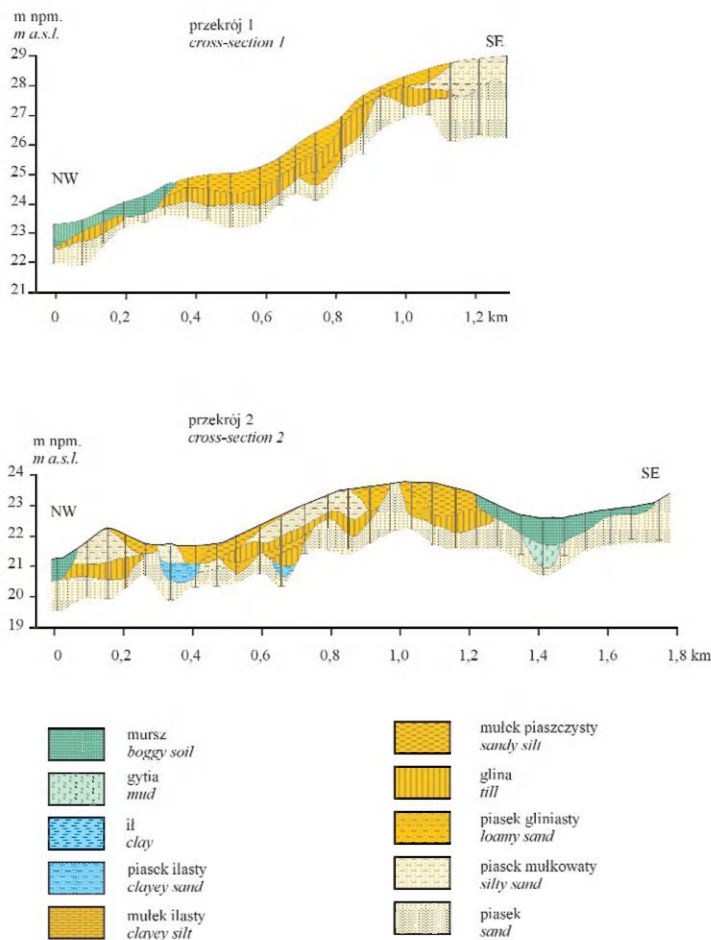
Krewasy mają albo postać równoległych do siebie koryt (krewasy równoległe), albo formę pierzastą (krewasy pierzaste), układem przypominające pióro ptaka (Kępa Panieńska). Krewasy równoległe znaczą kierunki spływu wód powodziowych zgodnie ze spadkiem równiny zalewowej, pierzaste odwrotnie. W przypadku form pierzastych od jednej krewasy początkowej w górę doliny rozchodzi się pęk krewas wtórnych. Sytuacja ta ma miejsce, kiedy wody powodziowe zostają zatrzymane na zatorze lodowym i muszą się cofnąć przejściowo w górę doliny.

Erozja wgłębna wyzwolona podczas tego zdarzenia powoduje wycięcie krewas o największej głębokości. Na początku marca 1937 r., w rejonie Chełmna stwierdzono spiętrzenie zatorowe osiągające 4 m (Grześ, 1988). Istnieją też formy złożone, pierwotnie będące korytami międzyłachowymi, ale później zasypane i ponownie przemodelowane przez wody powodziowe. Ich genezę zdradza głębokie zakorzenie w niżej leżących osadach korytowych, przy niewielkiej szerokości samej krewasy. Odróżnienie poszczególnych form na podstawie samej ich morfologii jest bardzo trudne, dlatego do ich poprawnego skartowania niezbędne jest szczegółowe rozpoznanie litologiczne.

Inwentarz naturalnych form rzeźby równiny zalewowej zamykają drobne formy powodziowych jam wirowych, niewielkie rynny erozyjne, ślady opływania i bruzdy ściekowe. Koncentrują się one na obszarach pozbawionych roślinności lub w pobliżu obiektów sztucznych, takich jak wały, groble ziemne, nasypy drogowe itp. Obiekty te zaburzają wykształcone w ciągu setek lat naturalne drogi spływu wód powodziowych. Wody zaś z kolei próbują przywrócić dawny stan równowagi rzeźby i warunków hydrogeologicznych.

Pokrywy ablacyjne i inne niefluwialne elementy rzeźby

Oprócz elementów fluwialnych w dolinie Wisły koło Chełmna i Świecia występują znaczne obszary bagnisk i rozlewisk dolinnych wypełnione gytiami i torfami. W sensie morfologicznym są to, zatem równiny biogeniczne. W czasach historycznych zostały one zmeliorowane i dziś nie przypominają już pierwotnego stanu. Wierzchnia warstwa torfów (0,5–1 m) jest silnie zwietrzała. Pozostałą część doliny zajmują niezalewane obszary piaszczyste. Powstały one w późnym glacie, kiedy wody roztopowe z zalegających tu resztek lądolodu przemykały się między bryłami martwego lub stagnującego lodu. W rejonie Nowej Wsi Chełmińskiej i Dolnych Wymiar na części z nich występują pokrywy ablacyjne zbudowane z gliny spływowej i mułków (ryc. 3, 4). Ich miąższość dochodzi miejscami do 3 m, zwykle nie przekracza jednak 1,5 m. Tworzą one bardzo charakterystyczną sekwencje litologiczną. Na osadach fluwioglacjalnych zalega najczęściej silnie ilasta, brązowa lub szara glina o grubości do 0,5 m. Wyżej występuje podobnej miąższości warstwa mułku piaszczystego, zwieńczona drobnymi lub średnimi piaskami mułkowatymi. W związku z taką budową obszary te nie są uważane za formy rzeczne, tylko za dużej skali terasy kemowe. Piaski fluwioglacjalne na północ od Chełmna zalegają na całym zbocz doliny i wchodzą także na obszar Wysoczyzny Chełmińskiej. Co ciekawe, pod nimi stwierdza się nierzadko płyty mułków piaszczystych lub glinę ilastą, ale bez śladów erozyjnego ścięcia. Różnica wysokości między dnem doliny a wysoczyzną wynosi tu do 60 m, toteż występowanie tych osadów można prawdopodobnie wiązać z depozycją na bryłach martwego lodu i spokojnym osadzeniem na utworach morenowych w czasie ich wytapiania.



Ryc. 4. Przekroje litologiczne przez pokrywą ablacyjną w Nowej Wsi Chełmińskiej
Lithological cross-sections through the ablatational cover in Nowa Wieś Chełmińska

Terasy kemowe uległy później częściowemu przewianiu, dlatego dość licznie występują tu wydmy, równiny piasków pokrywowych i niecki deflacyjne. Rozwój niecków ograniczał wysoko zalegający poziom wód gruntowych. Znaczący kompleks wydmy rozwinięty jest w okolicach Nowych Dóbr i na północ od Chełmna. Wydmy w Basenie Świeckim mają rozmaite kształty i wielkość. W dolinie Wisły, gdzie poziom wód gruntowych był względnie wysoki rozwinęły się wydmy nieregularne, nawet do 10 m wysokości, 2 km długości i do 1 km szerokości. Występują też prostoliniowe wały wydmy o kierunku osi grzbietów biegnących z południowego zachodu na północny wschód. Ich długość może dochodzić do 1 km, szerokość – do 200 m, a wysokość do kilku metrów. Na wysoczyźnie, zwłaszcza w pobliżu Paparzyna rozwinęły się nieco niższe (6 m wysokości)

pojedyncze wydmy paraboliczne. Odległość między krańcami paraboli wynosi do 800 m, jej długość do 1 km, a szerokość maksymalne 150 m. Wydmom towarzyszą znacznej wielkości nisze deflacyjne. Ich głębokość sięga do 2 m poniżej średniej powierzchni terenu, długość może przekraczać 500 m, a szerokość wynosi do 300 m. W większości są wypełnione zmurszałymi torfami lub murszami. Niektóre wały wydmore w dolinie uległy rozcięciu wodami powodziowymi. Widoczne jest to zwłaszcza w pobliżu miejscowości Podwiesk. Przełomy wód powodziowych poprzecznie przecinają te wały, tworząc dość głębokie (3–4 m) zbiorniki wodne świadczące o erozji wirowej w czasie ich tworzenia. Na tej podstawie można przypuszczać, że powstanie wydm nastąpiło przed depozycją osadów powodziowych datowaną na ostatnie 2000 lat (Niewiarowski, 1987).

Stożki napływowe i strefa agradacji osadów deluwialnych rozwinięte są w pobliżu krawędzi doliny. Szczególnie okazały zespół takich form znajduje się w okolicy Gruczna, gdzie budził już zainteresowanie G. Maasa (Galon, 1934). Ich długość dochodzi do 2 km. Pod nimi znajdują się piaski mulkowane z wkładkami glin, stąd wniosek, że nadbudowują one formę terasy kemowej. Na ogół strefa podstokowej akumulacji deluwii ma 50 do 100 m, u wylotu większych wąwozów może jednak osiągać nawet do 1,5 km. Z procesami stokowymi wiąże się obecność licznych wąwozów, parowów i suchych dolinek erozyjnych różnej skali. Rozwijają się one najczęściej na granicach litologicznych między piaskami i gliną lodowcową, a także na piaszczystych stokach doliny.

W kilku miejscach w pobliżu dzisiejszych wałów przeciwpowodziowych zachowały się zagłębienia, które powstały w czasie przelewania się wód powodziowych. Za przerwany wałem zachodziła wtedy intensywna erozja wirowa, dając tym formom owalny zarys i średnicę do 10 m.

Dyskusja wyników

Analizując układ form rzeźby i litologię utworów powierzchniowych (ryc. 2, 5) w Basenie Świeckim zauważa się brak typowych teras fluwialnych. Poziomy, które można by interpretować jako terasy nie mają wyraźnych załomów terenowych, a w poprzek nich biegną progi i wzniesienia. Istnieją też liczne owalne zagłębienia o średnicy kilkuset metrów. W ich obrębie często zachodziła sedimentacja torfów i gytii. Na znacznych obszarach, w odległości ponad 1,5 km od koryta rzecznego, obserwuje się płyty glin spływowych i mulków spływowych, które bez szczegółowego rozpoznania można błędnie wiązać z sedimentacją powodziową. Taką sytuację obserwuje się w rejonie Nowej Wsi Chełmińskiej. Jest to szczególnie widoczne jeśli analizuje się mapę miąższości osadów pozakorytowych w tej części doliny (ryc. 4). Na północ od Chełmna aż po rejon Gogolina, przy przejściu od dna doliny do wysoczyzny morenowej występuje obszar rzeźby bez żadnych regularnych załomów terenowych, wznoszący się nieregularnie od około 22–23 m n.p.m. w dolinie do blisko 90 m n.p.m. na wysoczyźnie. Jest to sytuacja bardzo podobna

do stwierdzonej przez E. Drozdowskiego (1974) we wschodniej części Basenu Grudziądzkiego w pobliżu Maruszy. Łącznie z poczynionymi w poprzednich rozdziałach uwagami skłania to autora do przyjęcia hipotezy, że formy rzeźby Basenu Świeckiego były kształtowane w warunkach zalegania miększych brył martwego lodu. Prawdopodobnie w czasie ich wytapiania istniały poziomy terasowe znaczące etapy odpływu wód rzecznych lub lodowcowych, ale wraz z ich wytopieniem terasy zostały „zamazane” i obecnie trudno je rzetelnie zrekonstruować.

Pogląd o dużym udziale martwych lodów w kształtowaniu doliny dolnej Wisły nie jest nowy. W zasadzie już badacze pruscy, sugerując obecność zastoisk proglacialnych w dolinie dolnej Wisły, zakładali obecność dużych brył martwych lodów (Sonntag, 1919). Przez długi czas taką możliwość ignorowano i przyjmowano poglądy R. Galona (1934), że terasy w tej dolinie powstały bez większego udziału martwych lodów. E. Falkowski (1971) wyraził jednak już na początku lat siedemdziesiątych XX w. pogląd, że „geneza rynnowatej doliny Wisły na odcinku Fordon-ujście jest w literaturze wiązana z martwymi lodami, leżącymi tu w dolinie najdłużej”. W podobnym duchu wypowiada się też J.E. Mojski (1980). „Odcinek od ujścia Brdy do nasady Żuław Wiślanych składa się również z dwu przewężeń poniżej Fordonu i powyżej Chełmna oraz dwu rozszerzeń doliny, a mianowicie w Basenie Unisławskim i Basenie Grudziądzkim. Te zmiany kształtu są również spowodowane różną genezą tych odcinków. Przewężenia są zaadoptowanymi później przez rzekę rynnymi lodowcowymi, a poszerzenia rozległymi obniżeniami wytopiskowymi”.

Z punktu widzenia morfogenezy ważną cechą charakterystyczną doliny dolnej Wisły jest brak ciągłości teras i ich niekompletne wykształcenie. E. Drozdowski (1974) w Basenie Grudziądzkim stwierdził 9 teras, W. Niewiarowski (1987) w Basenie Unisławskim 5 teras (II–VI), A. Tomczak (1987) w Kotlinie Toruńskiej 4, nie licząc równiny zalewowej (II, IV, VI, IX). Fakt ten stwarza wiele problemów przy interpretacji rzeźby doliny i jej rozwoju paleogeograficznego. Dotychczas nie ma pewności, czy korelacja teras w tych trzech odcinkach doliny jest poprawna. Tezę tę potwierdzają wyniki kartowania geomorfologicznego autora w okolicach Nowej Wsi Chełmińskiej, gdzie na osadach fluwioglacjalnych występują płyty glin spływowych. Podobną sytuację stwierdzono też w Kotlinie Płockiej (Skompski, 1969; Chormański i Mycielska-Dowgiałło, 1996), gdzie formę taką zaklasyfikowano jako terasę kemową kształtowaną w warunkach zalegania brył martwego lodu. Pewne wskazówki co do udziału martwych lodów w kształtowaniu doliny dolnej Wisły występują również u ujścia Wierzycy do Wisły (Błaszkievicz, 1998). W dolinie dolnej Wierzycy mamy bowiem do czynienia z terasami kemowymi co sugeruje, że znaczna część tego odcinka doliny musiała być zakonserwowana bryłami lodu.

Spostrzeżenia poczynione nad dolną Wisłą muszą mieć swoje potwierdzenie w rozwoju innych wielkich dolin na obszarze Niżu Polskiego. Gdyby przebieg formowania się tej doliny odbiegał znacznie od rozwoju innych dolin, można by się

zastanawiać, czy poczyniona przez autora interpretacja jej rzeźby i osadów powierzchniowych jest prawidłowa. Szukając rzeki wielkością i rozwojem geomorfologicznym podobnej do dolnej Wisły należy przyjrzeć się dolinie dolnej Odry poniżej Kostrzyna, a szczególnie jej odcinkowi przelomowemu Oderbruch. Jej rozwój, poprzez połączenie Pradoliny Noteci, był ściśle powiązany z rozwojem doliny dolnej Wisły aż do ostatecznego przelamania się wód Wisły w okolicy Fordonu, kiedy to nastąpiło rozłączenie się tych dwóch systemów rzecznych. Zdaniem H. Liedtkego (1961) chociaż okres od uwolnienia doliny dolnej Odry od lodu jest krótki, to powiązanie ze sobą różnych form rzeźby tej doliny jest trudniejsze niż przyjmowano, co należy wiązać z niedocenianą do tej pory rolą martwych lodów. W dolinie tej faktycznie udowodniono istnienie krótkotrwałych zastoisk proglacialnych (np. Neuenhagen pod Bad Freienwalde) włącznie z iłami wstęgowymi, a wiele z wyróżnionych „teras” rzecznych okazało się peryglacialnymi stożkami napływowymi. Podobnie jak w dolinie dolnej Wisły, brak tu ciągłości teras, w związku z tym korelacje wysokościowe nie zawsze są pewne. Kierunek odpływu wód nie wykazuje również zdecydowanej tendencji ku północy. Spostrzeżeń H. Liedtkego do dnia dzisiejszego nikt nie podważał (Carls, 1999). Wnioski te są dla autora bardzo ważne bowiem – przez analogię – znacznie uprawdopodobniają sugerowany udział procesów wytapiania dużych brył martwego lodu w dolinie dolnej Wisły.

Przyjęcie hipotezy o obecności brył martwego lodu w dolinie dolnej Wisły zmusza do postawienia pytania, czy obecna dolina jest formą odpreparowaną sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu i jaki był mechanizm wkraczania, a potem opuszczania tej rozległej formy dolinnej przez lądolód, zwłaszcza w kontekście jego oscylacji fazowych. Z literatury znane są głosy, że ten odcinek doliny Wisły ma już założenia eemskie (Brykczyński, 1986). Badania środkowovistuliańskiej formacji rzecznej z Rzęczkowa prezentowane przez W. Wysotę (2002) wskazują, że formacja ta mogła mieć kontynuację w miejscu dzisiejszej doliny dolnej Wisły (patrz ryc. 10, s. 26). Co się z tymi osadami stało, tzn. czy zostały usunięte, przemodelowane czy zakonserwowane powinno być przedmiotem nowych badań sedimentologicznych i paleogeograficznych. Niewątpliwie przyjęcie hipotezy o przetrwałości doliny skomplikowałoby odtworzenie jej morfogenezy, ale też otworzyłoby nowe problemy badawcze.

Wnioski

Powyższa dyskusja prowadzi do następujących wniosków.

1. W dnie doliny Wisły poniżej Fordonu zachowały się kotły i wyleżyska po martwym lodzie; występują też struktury, które można wiązać z wytapianiem brył martwego lodu i pokrywy ablacyjne.

2. Szczegółowe badania wskazują, że dotychczasowy model stopni terasowych w dolinie Wisły nie wyjaśnia całości zagadnienia kształtowania się rzeźby

doliny. Wiele wskazuje, że część domniemanych stopni terasowych to terasy kemowe. Jeśli interpretacja autora jest poprawna, to utrudni to w znacznym stopniu korelację teras w dolinie Wisły poniżej i powyżej Fordonu.

Piśmiennictwo

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 10, Warszawa.
- Brykczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie*, Przegląd Geograficzny, 57, 3, s. 411–440.
- Butrymowicz N., 1981, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Chełmno*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Carls R., 1999, *Untersuchungen zur Reliefgenese des südwestlichen Oderbruchlandes*, Arbeitsberichte, 34, Geographisches Institut, Humboldt-Universität zu Berlin, s. 35–44.
- Chormański J., Mycielska-Dowgiałło E., 1996, *Ewolucja doliny Wisły od Kępy Płockiej do Płocka w okresie ostatniego zlodowacenia i holocenu*, [w:] Z. Mikulski, E. Bajkiewicz-Grabowska (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa, s. 97–112.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geograficzne, IG PAN, 104.
- , 1979, *Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Wurmie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, Prace Geograficzne, IGI PAN, 132.
- , 1982, *The evolution of the lower Vistula River valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, I*, Geographical Studies, Special Issue, 1, IGSO PAS, s. 131–147.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976, *Development and chronology of the lower Vistula river valley, North Poland*, Boreas, 5, s. 95–107.
- Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biuletyn Geologiczny, 12, s. 5–122.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne Polski Północno-Zachodniej, 12–13, Poznań.
- , 1953, *Morfologia sandru i doliny Brdy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, 1, 6, Toruń.
- Grześ M., 1988, *Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 225–246.
- Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kordowski J., 1999, *Litologia osadów pozakorytowych Wisły w zachodniej części Kotliny Toruńskiej*, Przegląd Geologiczny, 47, 3, s. 273–279.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1985a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kwidzyn*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- , 1985b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Żołędowo, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- , 1990, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Unisław, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- , 1992, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Bydgoszcz Wschód, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kozłowski I., Wrotek K., 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Gardeja, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Liedtke H., 1961, *Die Talentwicklung im Oderbruch und im unteren Odertal*, Die Erde, 4, s. 60–80.
- Listkowska H., 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Nowe, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Maksiak S., 1983, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Grudziądz-Rudnik, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mojski J.E. 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny, 28, 6, s. 332–333.
- , 1988, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Tczew, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- , 1990a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*, arkusz Sobieszewo-Drewnica, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- , 1990b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Kąty Nowy Dwór Gdański, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Niewiarowski W., 1959, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, 4, 1, Toruń.
- , 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, seria C, 6, 6, Toruń.
- , 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, IV*, Geographical Studies, Special Issue, 2, IGSO PAS, s. 234–252.
- Olszewski A., 1969, *Formy strefy marginalnej południowego skraju Równiny Świeckiej ze szczególnym uwzględnieniem form deglacjacji „arealnej”*, Przegląd Geograficzny, 41, 3, s. 431–467.
- Schirmer W., 1995, *Valley bottoms in the Late Quaternary*, Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplementenband, 100, s. 27–51.
- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Z Badań Czwartorzędu w Polsce 12, Biuletyn PIG, 220, s. 175–258.
- Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreußen*, Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Starkel L., Wiśniewski E., 1990a, *The history of research in the Vistula valley – The Lower Vistula Valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, III, Geographical Studies, Special Issue 5, IGSO PAS, s. 14–19.
- , 1990b, *The evolution of the Vistula Valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, III, Geographical Studies, Special Issue 5, IGSO PAS, s. 141–153.
- Szupryczyński J., 1988, *Morphology and ice melting in a Pommeranian outwash plain, Wda valley*, Geographia Polonica, 55, s. 173–179.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGSO PAS, s. 207–231.

- Wrotek K., 1986, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Gniew, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- , 1990, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Rzęczkowo, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Wysota W., 2002, *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.

[Wpłynęło: kwiecień; poprawiono: lipiec 2005 r.]

JAROSŁAW KORDOWSKI

SOME PROBLEMS WITH INTERPRETING THE VALLEY-FLOOR TOPOGRAPHY
OF THE LOWER VISTULA
IN THE LIGHT OF RECENT GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS

In respect of its geological formation, the valley of the lower Vistula in Poland was already being investigated at the end of the 19th century. Nevertheless, though more than 100 years have now passed, certain matters relating to its geomorphological development have not yet been resolved univocally. The valley is characterized by the presence of 11 terrace levels. These are developed discontinuously, which is why their correct correlation is not simple. Prussian explorers tried to explain this by reference to the presence of periodic proglacial lakes. In later times the development of the lower Vistula River was explained by progressive erosion leaving erosive terraces.

On the basis of geomorphologic investigations carried in the Świecie Basin (in the section of the Vistula valley situated around Świecie and Chełmno), the author initiates a discussion on whether all the Late Glacial terraces are really erosive in origin. At the bottom of the valley there are a large number of ablation covers formed from flow tills and silts. There are also transverse thresholds and large oval melt-out hollows. The slopes of the valley are coated with fluvioglacial sands overlying on silts. The whole complex overlies the basal till, and there are no traces of cutting-off or erosion. Nor are there any distinct terrace edges. These facts, taken together with the results of earlier research on the genesis of the Grudziądz Basin by E. Drozdowski (1972, 1979, 1982), induce the author to adopt the viewpoint that at least some of the sandy valley landforms can be interpreted as kame terraces. Down to the present day, these terraces have undergone considerable transformation, mostly as result of aeolian processes.

Abiotyczne uwarunkowania powstawania wąwozów na obszarach lessowych Polski południowo-wschodniej

*Abiotic conditions of gully formation
within loess areas of south-eastern Poland*

WOJCIECH ZGŁOBICKI, BOGUSŁAWA BARAN-ZGŁOBICKA

Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Skłodowskiej-Curie,
20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2 CD; e-mail: zglobek@biotop.umcs.lublin.pl

Zarys treści. W pracy dokonano analizy wpływu dwóch podstawowych komponentów środowiska – typu utworów powierzchniowych oraz ukształtowania powierzchni (nachylenia) – na powstawanie wąwozów. Szczegółowe badania prowadzone przy zastosowaniu Systemów Informatyki Geograficznej (ArcView 3.3), objęły trzy obszary testowe o łącznej powierzchni około 100 km². W przypadku ukształtowania powierzchni stwierdzone prawidłowości były podobne we wszystkich badanych obszarach, na których powstawaniu wąwozów sprzyjała obecność stromych zboczy. Jeśli chodzi o typ utworów powierzchniowych, zależności nie były tak jednoznaczne i wykazywały różnicowanie regionalne.

Słowa kluczowe: GIS, południowo-wschodnia Polska, powstawanie wąwozów.

Wprowadzenie

Rolnicza działalność człowieka na wyżynach lessowych Polski południowo-wschodniej prowadzi do powstawania licznych nowych form rzeźby. Urozmaicają one powierzchnie większych elementów – stoków, wierzchowin i den dolin. Najbardziej spektakularnym geomorfologicznym efektem rozwoju rolnictwa na silnie urzeźbionych obszarach lessowych są wąwozy (Maruszczak, 1973).

Powstawanie wąwozów związane jest powszechnie ze zmniejszaniem się powierzchni zalesionych na rzecz gruntów ornych (Bork, 1989; Maruszczak, 1973). Szczególnie gęsta sieć wąwozów – miejscami ponad 10 km na 1 km² – występuje na obszarach o specyficznych warunkach środowiska abiotycznego, sprzyjających erozji wąwozowej (Maruszczak, 1973). Wąwozy stanowią najbardziej znany element rzeźby lessowej, a przez sporą część społeczeństwa odbierane są jako formy całkowicie naturalne.

W pracy dokonano ilościowej analizy wpływu dwóch najważniejszych komponentów środowiska abiotycznego – typu utworów powierzchniowych oraz ukształtowania powierzchni – na powstawanie wąwozów. Badania prowadzone były w obrębie trzech obszarów testowych (Wąwolnica, Wilczyce, Markowa) o łącznej powierzchni około 100 km². Reprezentują one typowy lessowy krajobraz rolniczy Polski południowo-wschodniej. Analizy przestrzenne wykonano przy wykorzystaniu programu ArcView 3.3 należącego do grupy Systemów Informacji Geograficznej (GIS).

Poznanie uwarunkowań powstawania wąwozów pozwala na skuteczniejsze zapobieganie negatywnym skutkom procesów związanych z rozwojem tego typu form rzeźby. Prowadzone studia mają w związku z tym, oprócz charakteru poznawczego, także aspekt praktyczny.

Obszar badań

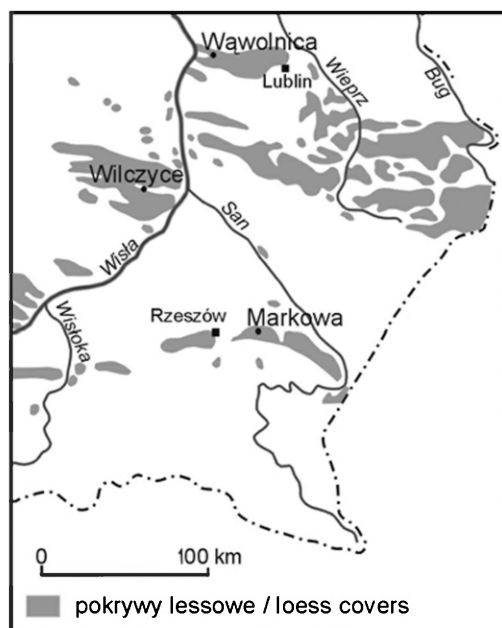
Do badań wytypowano trzy podobnej wielkości obszary testowe w południowo-wschodniej Polsce (ryc. 1). Należą one do różnych jednostek w podziale fizycznogeograficznym J. Kondrackiego (1988): obszar testowy Wąwolnica – Płaskowyż Nałęczowski, obszar testowy Wilczyce – Wyżyna Sandomierska, obszar testowy Markowa – Podgórze Rzeszowskie. Na badanych obszarach występuje krajobraz lessowy, którego specyficzne cechy to (Baran-Zgłobicka, 2004):

- dominacja utworów eolicznych (lessy) – od 59 do 78% powierzchni;
- duży udział terenów o nachyleniach przekraczających 6°: 22–27 %, przy znaczącej powierzchni obszarów o nachyleniach do 3° (27–42 %);
- zdecydowana przewaga gleb brunatnoziemnych (brunatne i płowe) wśród typów genetycznych gleb – 60–89 % powierzchni; są to gleby o wysokiej przydatności rolniczej (do 1 i 2 kompleksu należy od 55 do 67 % gleb);
- dominacja gruntów ornych w strukturze rolniczego użytkowania terenu: 55–66 %, przy jednocześnie niewielkiej powierzchni zajętej przez użytki zielone (7–14 %) i lasy (9–18 %).

Opisywane obszary cechują się przy tym regionalnym zróżnicowaniem komponentów środowiska związanym z różną przeszłością geologiczną, geomorfologiczną oraz historią wpływu człowieka.

Wąwozy traktowane są powszechnie jako skutek ingerencji człowieka w geosystemy obszarów lessowych (Maruszczak, 1973, 1988; Śnieszko, 1995; Twardy, 1995). Na takich obszarach występują warunki naturalne sprzyjające rozwojowi wąwozów – duża podatność lessów na działalność wody płynącej, rozczłonkowanie rzeźby sprzyjające koncentracji splywu i uzyskiwaniu przez niego dużej siły morfogenetycznej oraz zwiększona częstość ulewnych deszczy – zwłaszcza w strefach krawędziowych (Maruszczak, 1973, 1986; Rodzik i inni, 1998). Powszechny jest jednak pogląd, że w warunkach naturalnych (bez ingerencji człowieka) powstawanie wąwozów na obszarach lessowych, nawet przy tak sprzyjających warunkach, było bardzo ograniczone (Maruszczak, 1973; Poesen i inni, 2003).

Dopiero rozwój neolitycznego rolnictwa zapoczątkował wylesienie tych terenów. Gwałtowne spływy powierzchniowe podczas ulewnych deszczy czy intensywnych roztopów prowadziły do powstawania wąwozów. Formy te są zatem elementami pozostałymi po innym, istniejącym wcześniej krajobrazie (o mniejszej lesistości).



Ryc. 1. Położenie obszarów badań na tle pokryw lessowych Polski południowo-wschodniej (za: Maruszczak, 1972)

The location of study areas as set against the distribution of loess cover in south-eastern Poland (after: Maruszczak, 1972)

Rozprzestrzenienie i charakter wąwozów w obrębie badanych obszarów jest zróżnicowane. Najbardziej typowe, silnie rozgałęzione systemy wąwozowe występują w obszarze testowym Wąwolnica – zajmują tu 7% powierzchni. W obszarze testowym Wilczyce wąwozy rozcinające dna suchych dolin uchodzących do doliny Opatówki zgrupowane są w kilka systemów i zajmują 4% powierzchni. W obszarze testowym Markowa występuje kilka słabo rozgałęzionych systemów, główne formy prowadzą przy tym często wodę przez cały rok. Powierzchnia wąwozów jest tu najmniejsza – 3% obszaru (Baran-Zgłobicka, 2004).

Metoda badań

Wąwozy występujące w obrębie pokryw lessowych Polski południowo-wschodniej są nierównomiernie rozmieszczone, w związku z tym podejmowano próby określenia wpływu różnych elementów środowiska geograficznego na

powstawanie tego typu form. Przykładem takich badań jest opracowanie wykonane przez J. Makowskiego (1976) dla obszaru Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. Autor przeanalizował w nim związki pomiędzy gęstością form wąwozowych a warunkami klimatycznymi, szatą roślinną, działalnością gospodarczą człowieka, wysokościami względnymi, miąższością i właściwościami litologicznymi lessu oraz rzeźbą podłoża podlessowego. Analiza przeprowadzona w obrębie 1799 pól o powierzchni 1 km² dała podstawę do następujących wniosków (Makowski, 1976):

- o obecnym rozmieszczeniu wąwozów w największym stopniu decydują wysokości względne oraz miąższość lessu;
- dużą lecz nie do końca rozpoznaną rolę odgrywają właściwości litologiczne lessu oraz rzeźba podłoża lessowego;
- nie stwierdzono istotnego wpływu warunków klimatycznych, szaty roślinnej i działalności człowieka na zróżnicowanie gęstości wąwozów (wynika to z małej rozległości i jednorodności badanego obszaru).

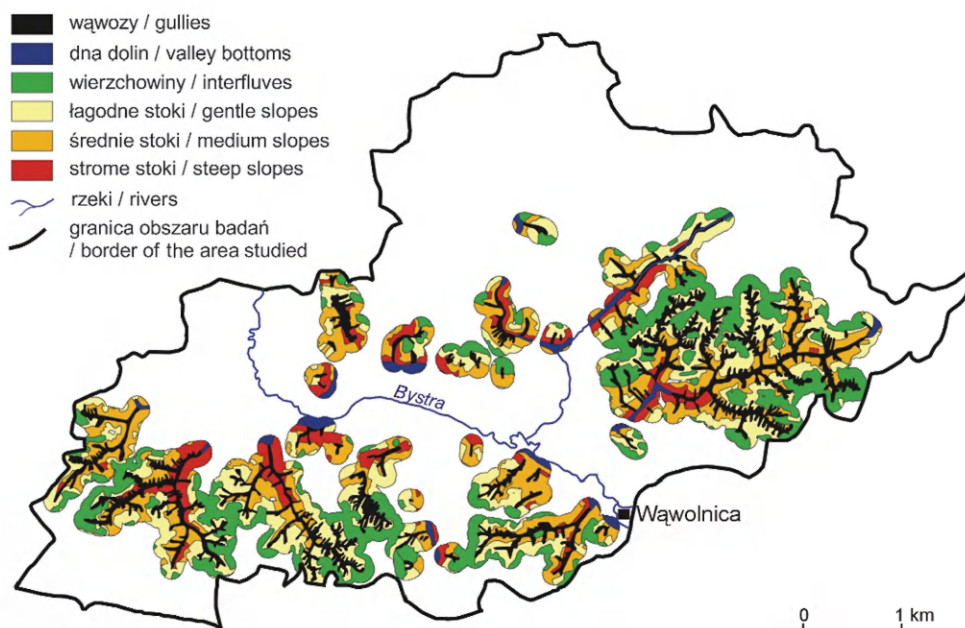
Pierwszym etapem pracy autorów było stworzenie cyfrowej bazy danych o środowisku badanych obszarów. Materiał wyjściowy do analiz przestrzennych stanowiły mapy topograficzne (1:10 000) oraz odpowiednie arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Na ich podstawie sporządzono mapę utworów powierzchniowych (6 wydzielen typów genetycznych: skały podłoża, gliny, osady fluwiogłacjalne, osady aluwialne, osady deluwialne, osady eoliczne – less) i uproszczoną mapę geomorfologiczną (6 wydzielen: wierzchowiny i spłaszczenia – 0–3°, dna dolin 0–3°, łagodne stoki 3–6°, średnie stoki 6–12°, strome stoki >12°). Materiały te zostały następnie przetworzone na postać wektorową (cyfrową) za pomocą programu ArcView 3.3.

Analizy ilościowe polegały na porównaniu częstości występowania powierzchni zajmowanych przez określone komponenty środowiska abiotycznego w bezpośrednim sąsiedztwie wąwozów, z częstością ich występowania w obrębie całego obszaru testowego. Pozwoliło to na wskazanie cech sprzyjających powstawaniu opisywanych form. Wyniki tak przeprowadzonych badań nad uwarunkowaniami powstawania wąwozów nie były do tej pory publikowane.

Analizowane komponenty środowiska reprezentowane były przez powierzchnie stref buforowych przylegających bezpośrednio do form wąwozowych. Szerokość buforów dobrano w ten sposób, by nie przekraczała przeciętnej długości zboczy na badanym obszarze. Utworzone bufory nie pokrywają się w 100% z powierzchniami zlewni cząstkowymi wąwozów, jednak wybranie takiej drogi uprościło procedurę analityczną (ryc. 2).

W celu znalezienia zależności pomiędzy abiotycznymi cechami „zlewni wąwozowych” a częstością powstawania opisywanych form zastosowano następującą procedurę (wszystkie operacje analityczne wykonywane były przy użyciu pakietu ArcView 3.3):

- wokół krawędzi młodych rozcięć erozyjnych wyznaczono zewnętrzne bufory (strefy) o szerokości 50 i 100 m (reprezentowały one zlewnie istniejących form wąwozowych);
- „przecięto” następnie utworzone bufory kolejne z warstwami zawierającymi: (1) typ genetyczny utworów powierzchniowych, (2) główne elementy rzeźby (ze spadkami) – „przecięcie warstw” polega w tym przypadku na utworzeniu części wspólnej obu map, uzyskano w ten sposób mapy (po 4 dla każdego obszaru testowego) prezentujące zróżnicowanie analizowanych cech w obrębie buforów 50 i 100 m (ryc. 2);
- w obrębie utworzonych map obliczono powierzchnie zajmowane przez poszczególne wydzielenia.



Ryc. 2. Ukształtowanie powierzchni w obrębie bufora 100 m na przykładzie obszaru testowego Wąwolnica

Relief forms within the 100 m buffer as exemplified by the Wąwolnica test area

Odpowiednie wskaźniki obliczono według opracowanego wzoru:

$$W_x = (P_x/P_b)/C_x$$

P_x – powierzchnia zajmowana przez komponent x w obrębie strefy buforowej,

P_b – powierzchnia strefy buforowej,

C_x – częstość występowania komponentu x w obrębie całego obszaru badawczego,

- $W_x < 1$ – częstość występowania komponentu w strefie buforowej mniejsza niż na całym obszarze (komponent nie sprzyja powstawaniu wąwozów),
- $W_x = 1$ – częstość występowania komponentu w strefie buforowej taka sama jak na całym obszarze,
- $W_x > 1$ – częstość występowania komponentu w strefie buforowej większa niż na całym obszarze (komponent sprzyja powstawaniu wąwozów).

Wyniki

Wartości wskaźników obliczonych według powyższego wzoru znajdziemy w tabeli 1. Zawierają one ilościową informację na temat komponentów warunkujących rozwój erozji wąwozowej. Im większa wartość wskaźnika, tym bardziej dany komponent sprzyjał powstawaniu wąwozów.

Otrzymane wyniki wskazują na występowanie różnic pomiędzy obszarami badawczymi, zwłaszcza w przypadku związku powstawania wąwozów z typem utworów powierzchniowych. Obszar testowy Wąwolnica – to teren występowania lessów o dużej miąższości, w pozostałych przypadkach jest ona wyraźnie mniejsza. Kolejny problem to niejednorodność materiałów wyjściowych. Poszczególne arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (arkusz Wąwolnica, materiały niepublikowane, A. Henkiel, M. Harasimiuk, W. Szwałgier; arkusz Sandomierz, M. Bielecka, 1968; arkusz Przeworsk, A. Wójcik, 1999), wykonywane były przez różnych autorów w odstępie czasowym ponad 30 lat, według różnych instrukcji, co może skutkować pewnymi różnicami wydzieleni występujących na mapach i ich zasięgów.

Wszystkie prawidłowości dotyczące abiotycznych uwarunkowań powstawania wąwozów wyraźniej wystąpiły w przypadku bufora 50 m. Wartości dla bufora 100 m prawie we wszystkich przypadkach były bliższe wielkościom charakterystycznym dla całych obszarów badawczych.

W przypadku obszaru testowego Wąwolnica czytelny jest związek powstawania młodych rozcięć z deluwiami: $W_x = 1,4-1,8$ (o charakterze deluwii lessowych) – wąwozy rozcinają dna suchych dolin oraz pokrywami lessowymi: $W_x = 1,1$. Inne typy genetyczne utworów powierzchniowych nie sprzyjają erozji wąwozowej.

W obszarze testowym Wilczyce szczególnie często w bezpośrednim sąsiedztwie wąwozów występują na powierzchni skały podłoża oraz gliny ($W_x = 2,9-3,8$ i $W_x = 3,1-3,3$). Można to tłumaczyć silnym rozcięciem terenu przez młode formy, co zaowocowało zniszczeniem pokrywy lessowej i odsłonięciem starszych utworów w sąsiedztwie wąwozów. Związek analizowanych form z osadami lessowymi jest tu mniej czytelny $W_x = 0,9-1,0$.

W obszarze testowym Markowa wąwozy powstały głównie w strefach występowania osadów deluwialnych – $W_x = 2,6-3,3$. Związek pokryw lessowych z rozwojem wąwozów był tu wyraźnie słabszy – $W_x = 0,5-0,7$. Jest to prawdopodobnie

spowodowane właściwościami lessów karpaccich, mniej podatnych na procesy erozji wąwozowej (Łanczont i inni, 2001). Wydaje się, że w tym przypadku powstawanie wąwozów było uwarunkowane raczej ogólną sytuacją morfologiczną – położeniem na progu Karpat.

Stwierdzone zależności pomiędzy ukształtowaniem powierzchni a powstawaniem wąwozów były podobne we wszystkich trzech obszarach badawczych. Komponentem sprzyjającym powstawaniu wąwozów jest obecność w zlewni stromych stoków. Bardziej czytelne jest to w przypadku obszarów testowych Markowa $W_x=3,8-4,8$ i Wilczyce $W_x=3,1-4,1$, słabiej w Wąwołnicy $W_x=1,5-1,6$. Również występowanie stoków o średnim nachyleniu może być uznane za czynnik charakterystyczny dla zlewni wąwozowych, przy czym wskaźniki są tutaj wyraźnie niższe niż dla stoków stromych $W_x=1,7-2,5$. Młode rozcięcia erozyjne powstają znacznie rzadziej w obszarach, gdzie dominują tereny o niewielkich nachyleniach – wierzchowiny oraz dna większych dolin (tab. 1).

Tabela 1. Abiotyczne uwarunkowania powstawania wąwozów

Komponent	W_x^* bufor 50 m			W_x^* bufor 100 m			Częstość występowania w obszarze testowym (%)		
	Wąwołnica	Wilczyce	Markowa	Wąwołnica	Wilczyce	Markowa	Wąwołnica	Wilczyce	Markowa
Utory powierzchniowe									
– skały podłoża	0,4	3,8	1,0	0,5	2,9	1,0	1,0	2,0	<1,0
– gliny	–	3,3	0,1	–	3,1	0,1	4,0	3,0	<1,0
– osady fluwiogłajalne	0,3	2,0	–	0,8	1,9	–	7,0	2,0	–
– osady aluwialne	0,1	0,5	1,3	0,2	0,4	0,8	8,0	12,0	8,0
– osady deluwialne	1,8	0,8	3,3	1,4	0,8	2,6	12,0	22,0	14,0
– osady eoliczne	1,1	0,9	0,5	1,1	1,0	0,7	68,0	59,0	78,0
Ukształtowanie powierzchni									
– wierzchowiny i spłaszczenia (0–3°)	0,5	0,4	0,4	0,6	0,6	0,4	42,0	34,0	27,0
– dna dolin (0–3°)	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	9,0	18,0	12,0
– łagodne stoki (3–6°)	1,7	1,4	0,7	1,5	1,3	0,8	20,0	17,0	36,0
– średnie stoki (6–12°)	1,9	1,9	2,5	1,7	1,7	2,3	16,0	23,0	19,0
– strome stoki (>12°)	1,6	4,1	4,8	1,5	3,1	3,8	6,0	4,0	3,0

* zasady obliczeń w tekście, – wydzielenie nie występuje.

Podsumowanie

Przeprowadzone analizy potwierdziły, że powstawanie wąwozów jest związane z występowaniem suchych dolin o stromych zboczach. Taką prawidłowość stwierdzono we wszystkich trzech analizowanych obszarach. W przypadku

utworów powierzchniowych sytuacja jest bardziej skomplikowana. Jakkolwiek w skali regionalnej występowanie wąwozów należy wiązać z pokrywami lessowymi (odpowiedzialnymi za wykształcenie specyficznego typu krajobrazu), to przy szczegółowych analizach okazuje się, że współcześnie w zlewniach wąwozowych znaczne powierzchnie zajmują inne typy genetyczne utworów (deluwia, niekiedy gliny i skały podłoża odsłonięte na skutek erozji). Przeprowadzone analizy pokazały, że opisywane „obszary lessowe” pomimo szeregu podobieństw różnią się między sobą strukturą komponentów środowiska abiotycznego.

Przedstawione w pracy prawidłowości są intuicyjnie znane geomorfologom zajmującym się uwarunkowaniami powstawania wąwozów. Zastosowanie Systemów Informacji Przestrzennej (ArcView 3.3) pozwoliło na ilościowe ujęcie badanego problemu. Zaprezentowane tu wyniki stanowią pewien przyczynek do poznania uwarunkowań powstawania wąwozów. Specjalistyczne programy komputerowe dają szansę na kontynuowanie tego typu badań w znacznie większej skali. Wykorzystanie GIS umożliwia szybkie przejście od szczegółu do ogółu – przeniesienie stwierdzonych prawidłowości na znacznie większe obszary. Przedstawione wyniki badań pozwalają na lepsze zrozumienie procesów, które doprowadziły do powstania specyficznego i wartościowego krajobrazu kulturowego Polski południowo-wschodniej.

Piśmiennictwo

- Baran-Zgłobicka B., 2004, *Badania krajobrazowe wybranych obszarów lessowych jako podstawa oceny możliwości wykorzystania terenu w procesie planowania przestrzennego*, Zakład Geologii UMCS w Lublinie, maszynopis.
- Bielecka M., 1968, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000, arkusz Sandomierz*, Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bork H.-R., 1989, *Soil erosion during the past Millennium in Central Europe and its significance within the geomorphodynamics of the Holocene*, [w:] F. Ahnert (red.), *Landforms and Landform Evolution in West Germany*, Catena, Supplement, 15, s. 121–131.
- Łanczont M., Nogaj-Chachaj J., Klimek K., 2001, *Potencjał środowiska naturalnego przykarpackiej wysoczyzny lessowej dla osadnictwa neolitycznego*, [w:] J. Garcarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie w Krośnie, Krosno, s. 173–199.
- Makowski J., 1976, *Przyczyny zróżnicowania gęstości sieci wąwozów na Wyżynie Kielecko-Sandomierskiej*, Prace i Studia IG UW, 21, Geografia Fizyczna, 7, Warszawa, s. 49–76.
- Maruszczak H., 1972, *Zagadnienie klasyfikacji lessów w Polsce*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Przewodnik Sympozjum Krajowego, Litologia i Stratygrafia Lessów w Polsce, Lublin, 25–30 września 1972*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 17–23.
- , 1973, *Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 151, s. 15–30.
- , 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czasopismo Geograficzne, 57, 2, s. 271–282.

- , 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław, s. 109–135.
- Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., Valentin C., 2003, *Gully erosion and environmental change: importance and research needs*, *Catena*, 50, 2–4, s. 91–133.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zglobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowej*, *Dokumentacja Geograficzna*, 11, s. 45–68.
- Śnieszko Z., 1995, *Ewolucja obszarów lessowych wyżyn polskich w czasie ostatnich 15 000 lat*, UŚ, Sosnowiec.
- Twardy J., 1995, *Dynamika denudacji holocenińskiej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej*, *Acta Geographica Lodziensia*, 69, ŁTN, Łódź.
- Wójcik A., 1999, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000*, arkusz Przeworsk, materiały autorskie, Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa.

[Wpłynęło: sierpień 2004; poprawiono: lipiec 2005 r.]

WOJCIECH ZGŁOBICKI, BOGUSŁAWA BARAN-ZGŁOBICKA

ABIOTIC CONDITIONS OF GULLY FORMATION
WITHIN LOESS AREAS OF SOUTH-EASTERN POLAND

Gullies are one of the most common results of agricultural activity in the geomorphological systems of loess areas. Particularly dense networks of gullies have developed in areas of the co-appearance of favourable environmental features plus intensive agriculture. The present paper thus provides an assessment of the influence of selected components of the geographical environment on the development of the described forms. Integration of the results of the detailed geomorphological research was achieved with the aid of ArcView 3.3 (GIS) software. The influence of the nature of surface deposits and relief on gully formation was assessed over an area of ~100 km². The quantitative analysis revealed a spatial arrangement of gullies in conspicuous connection with the presence of dry valleys with steep slopes. However, the spatial distribution of the described forms in relation to different surface sediments was not so clear. The scale of the analyses carried out allowed for the use of the results obtained in spatial planning at county level.

**Przebieg erozji wąwozowej
na podstawie datowania odsłonięcia korzeni drzew –
na przykładzie badań z Wysoczyzny Proboszczowickiej
(Wyżyna Śląska)***

*Gully erosion recorded by dating the exposure of tree roots
– on the example of the Proboszczowicka Plateau
(Silesian Upland, southern Poland)*

IRENEUSZ MALIK

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
e-mail: irekgeo@wp.pl

Zarys treści. Podczas ulew w lessach Wysoczyzny Proboszczowickiej zachodzi erozja. Zbocza i dna wąwozów są zalesione, dlatego w rozcięciach erozyjnych są eksponowane korzenie. Po odsłonięciu w drewnie korzeni zachodzą zmiany anatomiczne. Pozwala to wskazać rok odsłonięcia korzenia i datować epizod erozyjny, który doprowadził do jego odpreparowania z osadów. Wyniki badań czasu ekspozycji korzeni wskazują, że wąwozy były przekształcane w ciągu ostatnich 30 lat. Najstarsze, bardzo nieliczne epizody erozyjne pogłębiające nisze u wylotu badanego wąwozu zarejestrowano w latach 1970., a bardziej intensywnie erozja zachodziła w latach 1980. Dno wąwozu było wtedy rozcinane, pogłębiane były także nisze położone u jego wylotu. Najbardziej intensywna była jednak erozja w latach 1990. – wówczas doszło do powstania rynien erozyjnych na zboczach i dalszego rozcinania dna wąwozu.

Słowa kluczowe: przyrosty roczne, eksponowane korzenie, zranienia erozyjne, lessy, erozja.

Wstęp

W obrębie wyżyn lessowych, w wyniku intensywnych opadów powstają świeże rozcięcia lub dochodzi do ożywiania procesów erozji w istniejących wąwozach (Burkard i Kostaschuk, 1995; Stankowiański, 2003). W okresach bardziej wilgotnych tempo erozji zwiększa się (Martínez-Casasnovas, 2003). Dodatkowym czynnikiem inicjującym lub przyspieszającym erozję jest wylesianie i wprowadzanie na wierzchowiny roślin uprawnych (Casali i inni, 1999; Gábris i inni,

* Artykuł prezentuje wstępne wyniki badań przeprowadzonych w ramach grantu KBN nr 3 PO4E 023 25.

2003). Intensywność erozji jest zależna także od wielkości zlewni i nachylenia zboczy w jej obrębie (Vandekerckhove i inni, 2003). Znaczenie dla rozwoju erozji wąwozowej mają także warunki litologiczne i miąższość osadów pylastych (Beavis, 2000; Oostwoud Wijdenes i inni, 2000).

Okresy wylesiania i intensywnego rolnictwa zapisały się w obszarach lessowych Polski w postaci depozycji dużych miąższości osadów w dnach dolin (Klimmek, 2002; Zygmunt, 2004). W ciągu ostatnich kilkuset lat można wyróżnić okresy, w których dochodziło do nasilenia erozji, często w obszarach wylesionych dużo wcześniej. Pokrywa lessowa Płaskowyżu Nałęczowskiego podlegała erozji we wczesnym średniowieczu, w XVI i XVII w. oraz w II połowie XIX w. (Zglobicki i inni, 2003). Badania prowadzone w obszarach pokrytych pyłami w południowych Niemczech pozwoliły wskazać, że erozja nasiliła się tam znacznie od wczesnego średniowiecza (Lang, 2003), szczególnie intensywna była zaś w XIV oraz na przełomie XVIII i XIX w. (Schmitt i inni, 2003). Istnieją także liczne obserwacje erozji pojawiającej się po jednym dużym epizodzie opadowym (Śnieszko, 1991; Rodzik i inni, 1998). Oznacza to, że erozja może występować lokalnie i wynikać z ilości i przebiegu opadów (Starkel, 2002).

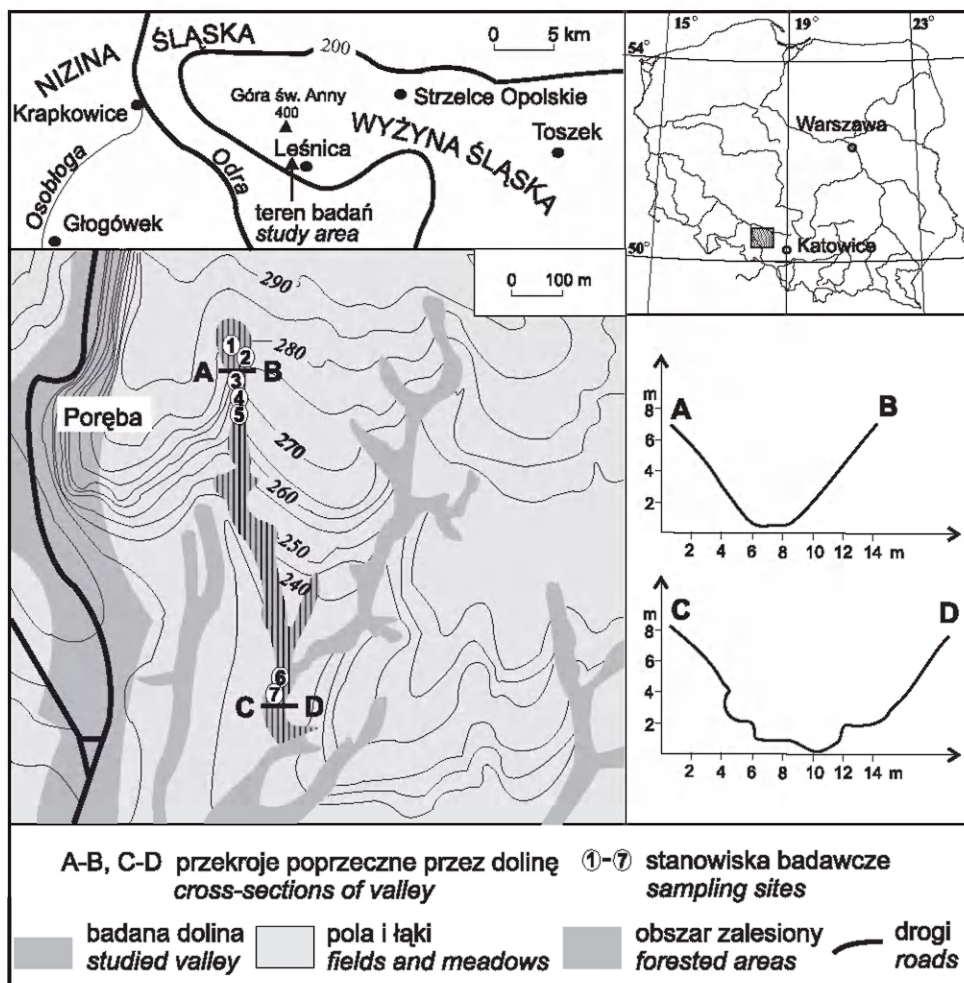
Od około 10 lat prowadzone są badania nad możliwością określania tempa erozji w wyniku odsłaniania systemu korzeniowego drzew (Gärtner i inni, 2001). Wstępne badania wykazały, że po odsłonięciu zmieniają się cechy anatomiczne drewna korzeni: naczynia w obrębie przyrostów rocznych stają się liczniejsze i mniejsze – zarówno w drewnie wczesnym jak i późnym (Schweingruber, 1988). Korzenie po odsłonięciu są często ranione – blizny w obrębie ich przyrostów rocznych pomagają datować epizody erozyjne.

Do badania zmian anatomicznych korzeni odsłoniętych w wyniku erozji szczególnie dobrze nadają się obszary z podatnymi na erozję osadami pylastymi. Celem badań jest wykazanie możliwości datowania epizodów erozyjnych w obrębie wąwozów lessowych oraz określenie warunków i przebiegu erozji na podstawie zmian anatomicznych w odsłoniętych korzeniach drzew.

Teren badań

Badania prowadzono w obrębie Wysoczyzny Proboszczowickiej położonej w środkowo-wschodniej części województwa opolskiego. Według K. Klimka (1972) Wysoczyzna Proboszczowicka należy do Wysoczyzn Przywyzynnych stanowiących część Kotliny Raciborskiej. Północna część wysoczyzny należy do makroregionu Wyżyny Śląskiej, a południowa do Niziny Śląskiej (Kondracki, 1994); (ryc. 1). Faliście wierzchowina Wysoczyzny Proboszczowickiej wznosi się średnio 240 m npm.

W osadach lessowych lub lessopodobnych Wysoczyzny Proboszczowickiej wykształcona została sieć wąwozów. Miąższość tych osadów wynosi średnio 8 m. Są one podścielone dolomitami i wapieniami triasowymi, a miejscami czwartorzędowymi glinami i piaskami wodnolodowcowymi.



Ryc. 1. Położenie terenu badań i przekroje poprzeczne przez badaną dolinę
 Location of study area and cross-section of studied valley

Wąwozy w terenie badań są zalesione, w przeciwieństwie do rozległych wierzchołków użytkowanych rolniczo. Grunty orne w badanym obszarze stanowią 88% powierzchni, a lasy zaledwie 11%. Z gatunków drzewiastych wąwozy porastają głównie buki i świerki, czasami lipy, dęby, wiąz i graby. Osady wyściełające dno i zbocza wąwozów w górnych partiach są tylko miejscami porośnięte roślinnością zielną, w dolnych zaś – prawie całkowicie.

Średni roczny opad na terenie badań wynosi około 680 mm. Grzbiet Chełmu, górujący 3 km na północny wschód od badanego wąwozu, stanowi lokalną barierę zmuszającą napływające powietrze do wznoszenia się. Powoduje to częste

burze, szczególnie intensywne w okresie letnim (Majewski i Głowacki, 1977). Maksimum częstości występowania burz na badanym obszarze przypada na początek czerwca oraz na przełom czerwca i lipca (Bielec-Bąkowa, 2002). Największe miesięczne ilości opadów dla Leśnicy są znaczne i wynoszą 200–260 mm.

Podczas ulew dochodzi do intensyfikacji spływu powierzchniowego, woda u wlotu do wąwozów ma znaczną siłę erozyjną, co prowadzi do powstawania świeżych rozcięć. Erozja nie tylko uruchamia osady pylaste, ale także powoduje rozcięcie wapieni i dolomitów podścielających te osady, dlatego podczas gwałtownych opadów w wąwozie transportowany jest również materiał grubookruchowy (fot. 1).



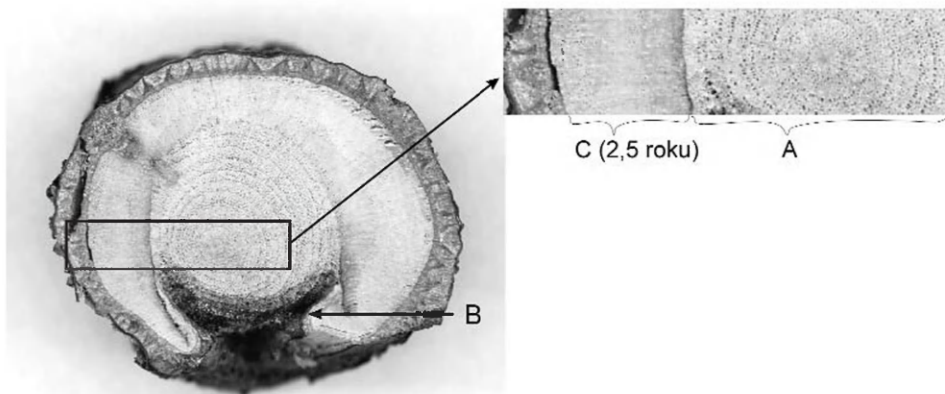
Fot. 1. Materiał skalny i gruz deponowany wraz z materiałem pylastym u wylotu wąwozu
Rock material and rubble deposited with silt at gully entrance

Gmina Leśnica obejmująca teren badań już na początku XIII wieku miała, podobnie jak dziś, charakter rolniczy (Panic, 1992). Erozja wąwozowa o znacznym nasileniu trwa tutaj zatem co najmniej od średniowiecza.

Badania obejmowały dolinę o długości 800 m położoną pomiędzy Porębą a Leśnicą. Jest ona V-kształtna w górnej części, gdzie zlokalizowano 5 stanowisk badawczych i płaskodenna u wylotu, gdzie pobierano próbki na 2 stanowiskach (ryc. 1).

Metody badań

Tyczką i taśmą mierniczą mierzono wysokość, szerokość i długość rozcięć, a dla wybranych stanowisk sporządzano przekroje poprzeczne przez dolinę. Następnie pobierano, używając piły ręcznej, 10-centymetrowe fragmenty eksponowanych korzeni buków. Z każdego korzenia, zależnie od możliwości, pobierano 1–3 próbki. W sprzyjających warunkach pobierano jedną próbkę z korzenia spod powierzchni ziemi (około 5–20 cm głębokości), drugą próbkę z kontaktu korzenia z glebą i trzecią z połowy długości eksponowanej części korzenia. Gdy korzeń był eksponowany i jednocześnie jego koniec wraстал w glebę, pobierano próbę ze środka eksponowanego korzenia oraz z miejsca, w którym zaczynał być widoczny na powierzchni. Próbki pobierano dodatkowo w miejscu zranień korzeni. Mierzono także wysokość wychodni każdego korzenia względem dna rozcięcia i odległości od początku górnej części rozcięcia. Na 7 stanowiskach pobrano 63 próbki z 28 korzeni. Wszystkie próbki ścinano nożami tapicerskimi, aby uwiidocznic strukturę drewna w przekrojach poprzecznych. Następnie z wykorzystaniem binokularu rozpoznawano moment ekspozycji przy założeniu, że wyznacza go zdecydowane zmniejszenie naczyń oraz wzrost ich liczby (fot. 2). Czas ekspozycji wyznaczano zliczając przyrosty roczne młodsze od pierwszego, w którym stwierdzono zmiany anatomiczne. W ten sam sposób określano czas, który upłynął od zranienia korzeni, przy czym moment zranienia wyznaczały widoczne



Fot. 2. Zmiany anatomiczne w obrębie przekroju poprzecznego korzenia
 A – przyrosty roczne powstałe przed ekspozycją, mają niewiele dużych naczyń; B – zranienie erozyjne; C – przyrosty roczne powstałe po ekspozycji – dużo małych naczyń

Changes in anatomy of root cross-section
 (A – tree rings formed before exposure (with few large vessels), B – erosion scar,
 C – tree rings formed after exposure (with many small

w przekroju poprzecznym naczynia drewna kallusowego. W przypadku wątpliwości dotyczącej momentu odsłonięcia korzeni porównywano zmiany anatomiczne w odsłoniętej części korzenia z częścią podziemną. Wszystkie próbki pobrano w kwietniu i maju 2004 r., czyli w momencie, w którym wykształcone były pełne przyrosty roczne z 2003 r.

Wyniki badań

Stanowisko numer 1 – to rozcięcie położone w dnie wąwozu, w górnej jego części, na granicy przejścia doliny nieckowatej w V-kształtną (fot. 3). Rozcięcie dna o długości około 12 m inicjowane jest za kłodą, i ma tutaj szerokość około 1,2 m oraz głębokość 0,6 m. W połowie zwęża się ono i nieznacznie pogłębia. W rozcięciu opróbkowano 8 korzeni pobranych z różnych miejsc w obrębie



Fot. 3. Rozcięcie erozyjne w dnie doliny na stanowisku 1
Erosion cutting into bottom of valley at site 1

odsłonięcia (tab. 1). Najstarszą ekspozycję korzeni odnotowano w górnej części rozcięcia – korzenie są tu ekspozowane od 1981 r., natomiast poniżej ekspozycja miała miejsce w latach 1992–1997. W połowie wysokości rozcięcia ponownie staje się starsze, ekspozycję korzenia numer 9 wydatowano na 1984 r. Korzenie nr 2 i 5 były w momencie pobrania próbki martwe, pozostałe były żywe. Cztery z datowanych korzeni miały zranienia.

Stanowisko numer 2 to rozcięcie na lewym zboczu, biegnące zgodnie z jego nachyleniem pomiędzy szpalerami drzew (fot. 4), położone powyżej rozcięcia na stanowisku 1. Rozpoczyna się u góry zbocza i jest tu mało wyraźne, od połowy zaś pogłębia się i rozszerza; od tego miejsca rośnie także nachylenie zbocza. Rozcięcie ma około 0,4–0,7 m szerokości i do 0,5 m głębokości. Opróbkowano w nim 4 korzenie, położone w różnych miejscach (tab. 1). Korzenie odsłaniane były w dolnej części odsłonięcia w latach 1981 i 1984, w górnych partiach ekspozycja



Fot. 4. Rozcięcie erozyjne na zboczu doliny na stanowisku 2
Erosion cutting into valley side at site 2

Tabela 1. Rozmieszczenie badanych korzeni i szacowany wiek ich ekspozycji

Stanowisko	Nr korzenia	Pozycja	Odległość miejsca poboru próbek od brzegu rozcięcia (cm)	Wysokość nad dno rozcięcia (m)	Odległość względem początku rozcięcia (m)	Rok odsłonięcia
1	2a	ze środka	30	0,6		1981
	2b	z kontaktu	0			1983
	3a	z kontaktu	0	0,3	0,0	1984
	3b	ze środka	35			
	4a	z kontaktu	0		0,2	1997
	4b	ze środka	25			1997
	5a	ze środka	20	0,4	1,0	1993
	6a	ze środka	25	0,1	1,5	1992
	7a	z kontaktu	0	0,3	1,5	1994
7b	ze środka	20			1995	
8a	ze środka	10	0,1	1,5	1994	
8b	z kontaktu	0			1995	
9a	ze środka	20	0,1	5,5	1984	
2	13a	z kontaktu	0		3,0	2000
	13b	ze środka	10			2000
	12a	z kontaktu	0	0,4	3,5	2000
	12b	ze środka	15			1998
	11a	z kontaktu	0	0,3	7,5	1981
	11b	ze środka	15			
	10a	z kontaktu	0	0,4	8,0	1984
	10b	ze środka	15			
3	B1b	ze środka	20			1991
	B2a	z kontaktu	10	0,4	2,0	2000
	B2b	ze środka	0			1998
4	14a	z kontaktu	0	1,7		1994
	14b	z kontaktu	0	1,8		1994
	14c	z kontaktu	0	1,6		1995
5	15a	ze środka	5	1,5		1994
	15b	z kontaktu	0			
	16a	z kontaktu	0	0,8	1,0	1983
	16b	ze środka	30			1982
	17a	ze środka	20	0,7	4,0	1993
	17b	z kontaktu	0			1989
6	B4Ia	z kontaktu	0	1,0		1989
	B4Ib	ze środka	30			1984
	B4IIa	z kontaktu	0	0,8	3,0	1986
	B4IIb	ze środka	25			1983
	B5	ze środka	5	0,6	4,0	1986
7	B6a	ze środka	5	1,5		1988
	B6b	z kontaktu	0			1988
	B7a	ze środka	20	2,0	2,5	1975
	B7b	z kontaktu	0			1974
	B8a	ze środka	15	1,2	4,5	1978
	B8b	z kontaktu	0			1978
	B9a	ze środka	25	1,8	15,0	1990
	B9b	z kontaktu	0			
	B10a	ze środka	20	1,5	20,0	1994
	B10b	z kontaktu	0			

korzeni zachodziła później – w latach 1998 i 2000. Wszystkie badane korzenie były żywe, a 3 z nich były zranione.

Na stanowisku 3 w połowie wysokości lewego zbocza doliny, około 20 m poniżej stanowiska 2, występuje owalna nisza głęboka na 0,5 m, o średnicy 3,5 m. Jedno z ramion niszy jest przedłużone przez rozcięcie erozyjne biegnące w górę zbocza. Ma ono 0,5 m szerokości i około 0,3 m głębokości. Nisza powstała w wyniku obalenia drzewa. Datowano tu 2 korzenie, jeden z nich położony w obrębie niszy był odsłonięty w 1991 roku (tab. 1). Drugi, datowany w rozcięciu poniżej niszy był eksponowany w latach 1998 i 2000. Korzenie były żywe i nie zranione.

Na stanowisku numer 4, zlokalizowanym 110 m od początku rozcięcia w stanowisku 1, rośnie na lewym zboczu doliny 150-letni buk. Jego położenie na skraju dna doliny oraz silnie rozbudowany system korzeniowy przerastający osady powoduje, że tworzy on bastion (fot. 5). Jest wysunięty w stosunku do osi doliny i woda podczas wezbrań opływa go, erodując przeciwległe zbocze doliny. Bastion jest owalny i ma około 2,5 m średnicy i 1,8 m wysokości. W obrębie bastionu na poziomie gleby odsłonięte są korzenie. Poniżej miejsca ich częściowej ekspozycji wrastają one w glebę. Na stanowisku numer 4 datowano 3 korzenie, wszystkie zostały częściowo odsłonięte w latach 1994–1995 (tab. 1). Były one żywe i nie miały zranień.



Fot. 5. Buk tworzący bastion umacniający fragment zbocza doliny na stanowisku 4
Beech forming bastion strengthening part of valley slope at site 4

Rozcięcie na stanowisku 5 położone jest w dnie wąwozu, około 10 m poniżej bastionu ze stanowiska 3. Ma ono aż do 2 m głębokości, 17 m długości i do 1 m szerokości, rozcięte jest nawet skalne podłoże do głębokości 0,7 m. Datowano tu 3 korzenie eksponowane w środkowej części rozcięcia. Zostały one odsłonięte w czasie od 1982 do 1994 r., korzenie numer 15 i 16 były martwe, korzeń nr 17 był żywy. Korzeń nr 15 był zraniony (tab. 1).



Fot. 6. Nisza na zboczu w dolnej części doliny na stanowisku 6
Niche on slope in lower part of valley at site 6

W stanowisku 6 położonym około 200 m powyżej wylotu doliny podcięty został buk. W przewężeniu doliny z lewej strony poniżej buka utworzyła się nisza (fot. 6). Dno doliny ma w tym miejscu 9 m szerokości, 20 m poniżej dolina jest prawie dwa razy szersza. Nisza położona jest 4,5 m ponad dnem doliny, jej głębokość wynosi 1,2 m, wysokość 2,5 m, a długość około 4 m. Poniżej niszy występują 2 poziomy terasowe 0,5–0,8 m i 1,2–1,7 m. Wyższy poziom porastają olsze, z których te o największej pierśnicy mają 16 i 17 lat. W niszy datowano 3 korzenie, które były odsłonięte w latach 1983–1989 (tab. 1). Były one żywe i nie miały zranień.

Na stanowisku numer 7 położonym 120 m powyżej wylotu doliny po lewej stronie zbocza występuje rozcięcie o charakterze podłużnej niszy o długości 20 m i wysokości ponad dno doliny 4 m. Poniżej niszy występuje terasa 1–1,5 m.

W rozcięciu datowano 5 korzeni. Najstarsze, bo eksponowane od lat 1970., są w środkowej części odsłonięcia, po bokach korzenie są młodsze, odpreparowane z osadów w latach 1986–1994 (tab. 1). Poza korzeniem nr 6 wszystkie z badanych są żywe, ranę ma jedynie korzeń nr 8.

Dyskusja

W klimacie umiarkowanym słoje kształtują się w maju–wrześniu (Schwein-gruber, 1988). Gdy do ekspozycji korzenia dochodzi w czasie okresu wegetacyjnego, zmiany anatomiczne są widoczne w obrębie powstającego przyrostu rocznego. Jeśli ekspozycja korzenia zachodziła od stycznia do kwietnia, przyrost roczny w jego obrębie może kształtować się w roku, w którym doszło do jego odsłonięcia. Jeśli ekspozycja zachodziła pomiędzy październikiem a grudniem, to przyrost roczny ze zmianami anatomicznymi pojawi się w następnym roku. Sygnał o odsłonięciu może być zatem zapisany w korzeniach najpóźniej rok po epizodzie erozyjnym. Oznacza to, że eksponowane korzenie datują w przybliżeniu zdarzenia erozyjne. Zastrzeżenie to dotyczy tych korzeni, które w trakcie poboru próbek są żywe. Gdy eksponowany korzeń jest martwy, lata wskazujące na jego ekspozycję to minimalny czas, jaki upłynął od epizodu erozyjnego odsłaniającego korzeń (Shroder, 1980). Precyzyjniej datowane są epizody erozyjne za pomocą żywych korzeni. W korzeniach, podobnie jak w pniach, zdarzają się przyrosty pozorne lub wypadające (Fritts, 1971). Mogą one utrudniać ustalenie dokładnej liczby lat, które upłynęły od epizodu erozyjnego. Jednak błąd wynikający z tego ograniczenia nie jest duży, ponieważ w przeciwieństwie do rdzeni pobieranych z drzew w przypadku korzeni badany jest cały ich przekrój poprzeczny, co ułatwia identyfikację takich przyrostów i ogranicza możliwość pomyłki. Precyzja datowania zwiększa się, gdy pomiędzy przyrostami powstającymi w glebie a eksponowanymi występuje rana erozyjna – sygnał ten wskazuje wyraźnie rok odsłonięcia. Przebieg erozji na danym stanowisku może być także oznaczany przez porównanie sygnałów o odsłonięciu ze środka eksponowanej części korzenia i części sąsiadującej z glebą. Jeśli sygnał jest identyczny, do odsłonięcia doszło w wyniku jednego epizodu, jeśli zaś wiek odsłonięcia zapisany w korzeniu sąsiadującym z glebą jest młodszy, to odsłonięcie powstało w wyniku co najmniej dwóch epizodów erozyjnych.

Z datowania korzeni wynika, że erozja w badanym wąwozie zachodziła od lat 1970., nasilała się w latach 1980., jednak najintensywniej przebiegała w latach 1990. Nasilenie erozji od lat 1970. obserwowane było także w wąwozach Wyżyny Lubelskiej. Decydującą rolę w nasileniu erozji wąwozowej na tym terenie przypisuje się zwiększeniu częstości gwałtownych ulew w latach 1970–2000 (Rodzik i inni, 1998).

Brak odsłanianych korzeni przemawia za stabilnością badanego wąwozu przed 1975 r. Nie można jednak wykluczyć, że przed tym rokiem erozja zachodziła,

a korzenie ją dokumentujące zostały zniszczone podczas późniejszych epizodów erozyjnych. Niewykluczone także, iż korzenie martwe dokumentują wcześniejsze epizody erozyjne, jednak trudno jest szacować ich wiek odsłonięcia.

W obrębie badanych rozcięć sygnały o odsłonięciu korzeni są silnie rozproszone. Korzenie odsłaniane w latach 1994–1995 i 2000 mają liczne zranienia, co oznacza, że epizody opadowe, które doprowadziły do odsłonięcia tych korzeni miały dużą siłę morfotwórczą. Wskazują one, że materiał skalny był podczas tych epizodów transportowany na wysokość co najmniej 1,5 m. Zastanawia niewielka liczba eksponowanych korzeni z powodzi w 1997 r. Być może długotrwałe, jednak nie tak intensywne opady w lipcu 1997 r. nie spowodowały znacznych zmian w rzeźbie wąwozu, tym bardziej, że w lecie jest on zwykle silnie porośnięty roślinnością. Znaczenie morfotwórcze mogą mieć ulewy związane z burzami, które występują przed rozpoczęciem wegetacji. Przemawia za tym obecność, zaledwie w przypadku 4 korzeni, sygnałów o ekspozycji w obrębie przyrostu rocznego, czyli już po rozpoczęciu okresu wegetacyjnego, ale jeszcze przed jego zakończeniem. Nie można także wykluczyć intensywnej erozji związanej z topnieniem pokrywy śnieżnej.

Korzenie eksponowane w dnie wąwozu na stanowiskach 1, 4 i 5 mają różnowiekowe zranienia, być może datujące 2 epizody rozcinające dno wąwozu. Połowa korzeni wskazuje na odsłonięcie przed okresem 1992–1995, druga połowa – w latach 1981–1984. Na stanowisku pierwszym, część korzenia nr 3, którą pobrano z gleby miała przysypaną osadami ranę, co wskazuje na fakt pierwotnej ekspozycji tej części korzenia, a następnie jego zasypianie. Zdecydowane zwiększenie spadku poniżej granicy pomiędzy nieckowatą doliną a V-kształtnym początkiem wąwozu predysponuje erozję na granicy obu form. Występuje ona na przemian z depozycją materiału pochodzącego z dostawy ze stosunkowo stromych zboczy niecki, rozcinanych często podczas ulew i z wysoczyzn. Rozcięcie na stanowisku 1 jest co najmniej około 10 lat starsze w górnej części niż 2 m poniżej. Datowanie korzeni z połowy długości rozcięcia wskazuje, że w tym miejscu ponownie jest ono starsze i powstało w 1981 r. W stanowisku numer 5 z rozcięciami w dnie wąwozu skałami podścielającymi pyły, korzenie zawierały różnowiekowe sygnały o odsłonięciu. Ma to związek z przełomowym charakterem tego odcinka wąwozu; każde wezbranie prowadzi tu do erozji – nie tylko wgłębnej, ale również bocznej, co stymuluje odsłanianie korzeni. W stanowisku nr 4 odsłonięte w latach 1994–1995 na poziomie gleby korzenie świadczą o przepływie znacznym, jak na górną część wąwozu. Woda wypełniała dolinę co najmniej do 2 m wysokości. Odsłonięte korzenie są zranione, dlatego należy przypuszczać, że poziom wody był podczas epizodu erozyjnego odsłaniającego korzenie na tym stanowisku znacznie wyższy.

Stanowiska 2 i 3 zlokalizowane są na zboczu doliny. Rozcięcia są tu stosunkowo świeże, zdecydowana większość korzeni ma znamiona z lat 1998–2000. Rozcięcie na stanowisku numer 2 było inicjowane w dolnej części, a następnie cofa-

ło się. Na długości około 5 m różnica wieku pomiędzy korzeniami sięga 17 lat, co przemawia za stosunkowo długim okresem tworzenia rozcięcia. Na zboczach, w wyniku ich dużego nachylenia w porównaniu do nachylenia osi doliny, dominuje erozja wsteczna. W stanowisku 3 ekspozycja korzeni w niszy jest starsza od korzeni w rozcięciu powyżej niej. Jest to zrozumiałe biorąc pod uwagę fakt, że nisza powstała wskutek obalenia drzewa, co w późniejszym czasie pociągnęło za sobą erozję.

Stanowiska 6 i 7 położone są u wylotu doliny. Sygnały erozyjne są tu generalnie starsze i wyraźniejsze niż w górnej części wąwozu. Wynika to z przechwytywania znacznej ilości wody z wyższych części wąwozu. Woda, odpływając dnem, eroduje zbocza nawet na wysokości 3 m. W rozcięciu na stanowisku 6 poziomy terasowe świadczą o dużej dynamice kształtowania dna. Rozcięcia, które występują stosunkowo wysoko, są kształtowane tylko w czasie ekstremalnych odpływów. Brak świeżych sygnałów z tego rozcięcia świadczy o pogłębieniu doliny w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat. Przemawia za tym także wiek najstarszych olsz porastających wyższy poziom terasowy – mają one około 16–17 lat, co oznacza, że ten poziom jest stosunkowo młody. Rozcięcie dna w czasie erozji w latach 1982–1984 być może doprowadziło do powstania opisywanej terasy. Rozcięcia na stanowiskach 6 i 7 są najstarsze w swych środkowych, najbardziej odsłoniętych częściach.

Wnioski

Datowania ekspozycji korzeni pozwalają oszacować wiek epizodu erozyjnego, który doprowadził do ich odsłonięcia. Porównanie wieku ekspozycji korzeni w obrębie rozcięć pozwala odtworzyć sposób i tempo ich modelowania. Rany w obrębie korzeniowych przyrostów rocznych pozwalają na dokładniejsze wskazanie roku, w którym doszło do erozji odsłaniającej korzeń.

W ciągu ostatnich 30 lat doszło do znacznego przekształcenia badanego wąwozu. Jest to prawdopodobnie związane z nasileniem się gwałtownych ulew w latach 1970–2000. Do ekspozycji korzeni przyczyniły się szczególnie epizody erozyjne w latach 1982–1984 i 1994–1995. Zdecydowana większość odsłonieć korzeni miała miejsce poza okresem wegetacyjnym. Charakterystyczna jest także niewielka liczba sygnałów o odsłonięciach korzeni z 1997 r. Wskazuje to na dużą rolę w modelowaniu wąwozów w trakcie opadów burzowych, pojawiających się przed okresem wegetacyjnym, lub świadczy o erozji związanej z topnieniem pokrywy śnieżnej.

Dno wąwozu w górnych partiach jest modelowane w wyniku erozji, a następnie krótkiego transportu i depozycji. Dlatego rozcięcia mogą być powtórnie wypełniane osadami, a następnie ponownie rozcinane. Są one w większości młodsze zgodnie z biegiem doliny, co świadczy o erozji postępującej w dół. Odwrótnie jest na zboczach, gdzie przy dużym nachyleniu pojawia się erozja wsteczna.

U wylotu wąwozu procesy erozji i depozycji nasilają się, podczas kulminacji przepływu dochodzi do podcinania drzew rosnących u podnóża zboczy lub bezpośrednio na zboczu. W latach 1980–2000 w wyniku rozcinania poziomów terasowych doszło do pogłębiania doliny, co powoduje, że podcięcia na zboczach stają się nieaktywne.

Piśmiennictwo

- Beavis S.G., 2000, *Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia*, *Geomorphology*, 33, 1–2, s. 59–72.
- Bielec-Bąkowa Z., 2002, *Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce (1949–1998)*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 2059, Katowice.
- Burkard M.B., Kostaschuk R.A., 1995, *Initiation and evolution of gullies along the shoreline of Lake Huron*, *Geomorphology*, 14, 3, s. 211–219.
- Casalí J., López J.J., Giraldez J.V., 1999, *Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain)*, *Catena*, 36, 1–2, s. 65–84.
- Fritts H.C., 1971, *Dendroclimatology and dendroecology*, *Quaternary Research*, 1, 4, s. 419–449.
- Gábris G., Kertész Á., Zámbo L., 2003, *Land use change and gully formation over the last 200 years in a hilly catchment*, *Catena*, 50, 2–4, s. 151–164.
- Gärtner H., Schweingruber F.H., Dikau R., 2001, *Determination of erosion rates by analysing structural changes in the growth pattern of exposed roots*, *Dendrochronology*, 19, 1, s. 81–91.
- Klimek K., 1972, *Wyżyny Śląsko-Malopolskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski, tom 1*, PWN, Warszawa.
- , 2002, *Human-induced overbank sedimentation in the foreland of the eastern Sudety Mountains*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 4, s. 391–402.
- Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Lang A., 2003, *Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany*, *Catena*, 51, 3–4, s. 209–221.
- Majewski J., Glowacki H., 1977, *Szkice z dziejów Leśnicy*, Instytut Śląski, Opole.
- Martinez-Casasnovas J.A., 2003, *A spatial information technology approach for the mapping and quantification of gully erosion*, *Catena*, 50, 2–4, s. 293–308.
- Oostwoud Wijdenes D.J., Poesen J., Vandekerckhove L., Ghesquiere M., 2000, *Spatial distribution of gully head activity and sediment supply along an ephemeral channel in a Mediterranean environment*, *Catena*, 39, 3, s. 147–167.
- Panic I., 1992, *Historia osadnictwa w Księstwie Opolskim we wczesnym średniowieczu*, Muzeum Śląskie, Katowice.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zglobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, *Dokumentacja Geograficzna*, 11, s. 45–68.
- Schmitt A., Dotterweich M., Schmidtchen G., Bork H.R., 2003, *Vineyards, hopgardens and recent afforestation: effects of late Holocene land use change on soil erosion in northern Bavaria, Germany*, *Catena*, 51, 3–4, s. 241–254.
- Schweingruber F.M., 1988, *Tree Rings. Basics and Applications of Dendrochronology*, Reidel, Dordrecht.

- Shroder jr. J.F., 1980, *Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating*, Progress in Physical Geography, 4, 1, s. 161–188.
- Stankowiański M., 2003, *Historical evolution of permanent gullies in the Myjava Hill Land, Slovakia*, Catena, 51, 3–4, s. 223–240.
- Starkel L., 2002, *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial system)*, Quaternary International, 91, 1, s. 25–32.
- Śnieszko Z., 1991, *Reflection of extreme events in evolution of dry valleys in loess Roztocze Upland*, [w:] J. Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 1107, s. 119–128.
- Vandekerckhove L., Poesen J., Govers G., 2003, *Medium-term gully headcut retreat rates in Southeast Spain determined from aerial photographs and ground measurements*, Catena, 50, 2–4, s. 309–328.
- Zglobicki W., Rodzik J., Schmitt A., Schmidtchen G., Dotterweich M., Zamhöfer S., Bork H.R., 2003, *Fazy erozji wąwozowej w okolicach Kazimierza Dolnego*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG O. Katowice, Sosnowiec, s. 234–238.
- Zygmunt E., 2004, *Archaeological and radiocarbon dating of alluvial fans as an indicator of prehistoric colonization of the Głubczyce Plateau (Southwestern Poland)*, Geochronometria, 23, s. 101–107.

[Wpłynęło: listopad 2004; poprawiono: marzec 2005 r.]

IRENEUSZ MALIK

GULLY EROSION RECORDED BY DATING THE EXPOSURE OF TREE ROOTS
– ON THE EXAMPLE OF THE PROBOSZCZOWICKA PLATEAU
(SILESIAN UPLAND, SOUTHERN POLAND)

A high-intensity runoff of water can be observed during downpours in loess areas of the Proboszczowicka Plateau. An effect of this is gully erosion, especially in higher part of gullies. Slopes and bottoms of gullies are forested and in places of their erosion, roots are exposed. Following the exposure of roots, wood vessels in the tree rings divide into early wood and late wood. Root vessels within the wood start to become smaller and more numerous also. As an effect of this process erosion episodes in which roots were exposed can be dated. Parts of the roots sometimes bear scars. This is an effect of erosion determined by dolomites and limestones lying under loess cover, and the redeposition of building material stored by people in the higher part of gullies. In the cross sections of roots the number of tree rings within callous tissue, is effectual by the mechanical stress of erosion, allowing erosion episodes to be dated.

The first results of dendrochronological study show that recent gully networks have changed very quickly. Material is eroded from within the gully studied almost every year. It is transported a short distance and the place of erosion is buried with sediment. Erosion actually starts on the gully slopes and this place is transformed with a side gully.

Środowiskowe skutki reintrodukcji bobra (*Castor fiber*) w dolinie Rawki

*Environmental effects of the reintroduction of the beaver (Castor fiber)
to the Rawka Valley*

ELŻBIETA KOBOJEK

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, 90-131 Łódź, ul. Narutowicza 88;
e-mail: ekobojek@geo.uni.lodz.pl

Zarys treści. W 1983 r. w ramach programu aktywnej ochrony bobrów sprowadzono 11 zwierząt do Rawki, rzeki w środkowej Polsce. W ciągu prawie 20 lat bobry zajęły całą dolinę Rawki oraz doliny sąsiednich rzek w odległości 60–70 km od miejsca osiedlenia. Artykuł przedstawia kolejne etapy zasiedlania dolin oraz formy i skutki działalności bobrów: kopanie nor, budowa tam, lokalne podniesienie poziomu wód w korycie i w dnie doliny, zmiany roślinności. Na obecnym etapie, podniesienie poziomu wody w dnie doliny spowodowało korzyści w płonach traw, a największą uciążliwość dla mieszkańców są zgryzy powodujące duże straty wśród drzew.

Słowa kluczowe: działalność bobrów, środkowa Polska, przekształcenie środowiska, dolina rzeczna.

Wprowadzenie

W średniowieczu w Polsce środkowej, podobnie jak w całym kraju, żyły bobry. Szczególnie dużo zwierząt występowało na mokradłach w pradolinie Bzury wokół Łowicza oraz w dolinie Rawki, co potwierdzają różne zapiski historyczne. Nazwy niektórych miejscowości (Bobrowniki i Bobrowa) wskazują, że obowiązkiem mieszkańców było pilnowanie żeremi i chwytanie bobrów. Ponieważ zwierzęta te były cenione ze względu na futro, mięso, strój bobrowy, w wyniku polowań już w XIII w. liczebność bobrów wyraźnie spadła (Krysiak, 1955; Szczepkowski, 1966). Pomimo różnych form ochrony, począwszy od zakazu polowania wydanego przez Bolesława Chrobrego w XI w., zwierzęta te wyginęły prawie w całej Polsce, w okolicach Łowicza prawdopodobnie już przed XV w. W XIX w. istniały tylko wyspowe stanowiska we wschodniej części kraju. Na początku XX w. bobry zostały objęte ścisłą ochroną na mocy dekretu z 1919 r.,

rozporządzenia Prezydenta Rzeczypospolitej z 1927 r. o prawie łowieckim i ustawie o ochronie przyrody z 1934 r. Ochrona gatunkowa oraz program reintrodukcji bobra w Polsce realizowany od połowy lat 1970. doprowadziły w ciągu kilkunastu lat do widocznych rezultatów. Obecnie bobry występują w wielu miejscach w całym kraju: na Pojezierzu Mazurskim, w dolinach Pojezierza Pomorskiego, Polski środkowej, Wyżyny Lubelskiej i Podkarpacia (Pucek, 1972; Żurowski, 1979, 1982, 1983; Graczyk, 1983; Topiński i Biernacka; 1985, Żurowski i Kasperczyk, 1986, 1988; Kasperczyk, 1987; Derwich, 1995; Bogusławski, 1999; Aszyk i Kistowski, 2002; Brzezowski, 2002). Zwierzę to nadal jednak figuruje w *Polskiej czerwonej księdze zwierząt* i na czerwonych listach zwierząt ginących i zagrożonych (Tranda i Jaroniewski, 2002).

Cel i metody badań

Rawka, prawobrzeżny dopływ dolnej Bzury, jest jedną z rzek, które zachowały półnaturalne środowisko. Rzeka meandruje, a w obrębie dna doliny występują liczne starorzecza w różnym stadium zaniku (Kobojek, 2000). Brzegi koryta i dno doliny porasta naturalna i półnaturalna roślinność: łąki, gęste zarośla, fragmenty lasów łęgowych. Dolina uznana została także za ważny korytarz ekologiczny w Polsce środkowej. W związku z tym, w 1983 r. utworzono rezerwat przyrody (krajobrazowo-wodny) „Rawka”, obejmujący koryto rzeki od źródeł do ujścia oraz przylegający pas terenu o szerokości 10 m. Jesienią tegoż roku sprowadzono do Rawki bobry odłowione na Pojezierzu Suwalskim, w ramach programu aktywnej ochrony tego gatunku w Polsce.

Głównym celem opracowania jest prezentacja etapów zasiedlania przez bobry doliny Rawki i dolin sąsiednich rzek oraz wpływu warunków środowiskowych na przebieg tego procesu. Przedstawiono także formy działalności bobrów oraz określono skalę i trwałość przekształceń środowiska dna doliny. Uzyskane wyniki porównano z efektami działalności bobrów w innych regionach Polski.

Informacje o rozmieszczeniu rodzin bobrowych w latach 1983–1990 pochodzą z literatury (Żurowski, 1988; Twardowski i Kasperczak, 1992) i wywiadów, zaś od 1991 r. z prac terenowych autorki artykułu, która prowadziła badania w ramach realizacji szerszego tematu – morfogeneza doliny Rawki (Kobojek, 2000). Obecnie kontynuowane są badania przekształceń środowiska dolin rzecznych Polski środkowej w czasach historycznych, w tym także skutków działalności bobrów.

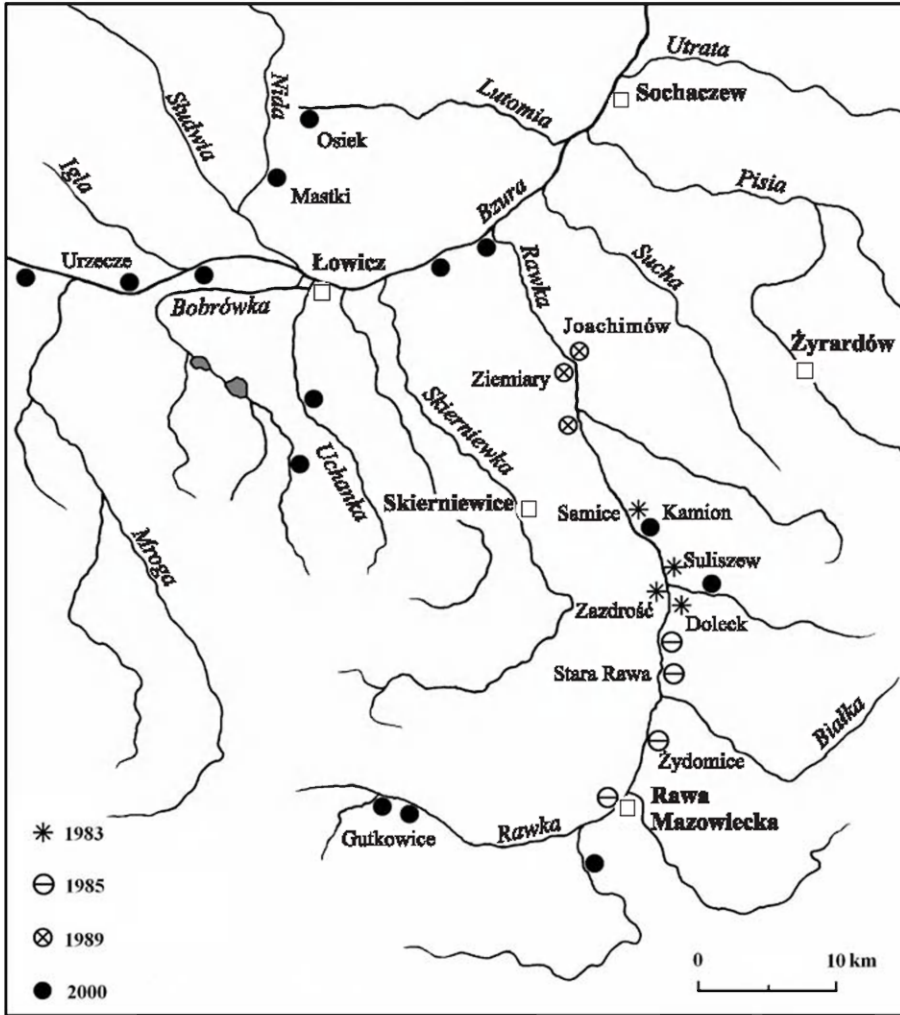
W terenie prowadzono obserwacje lokalizacji nor i żeremi, budowy tam, zmian szaty roślinnej. Analizie poddano warunki morfologiczne i litologiczne miejsc bytowania bobrów. Zwrócono uwagę na siedliskowe uwarunkowania rozprzestrzeniania się zwierząt i ich wpływ na środowisko, w którym żyją. Wykonano kartowanie geomorfologiczne wzdłuż wybranych fragmentów koryt Rawki i Bzury.

Przebieg procesu zasiedlania doliny przez bobry

W 1983 r. w dolinie Rawki osiedlono 11 bobrów, w tym dwie pary oraz jedną rodzinę z jednym młodym i jedną rodzinę z dwoma młodymi (Zurowski, 1988; Twardowski i Kasperczak, 1992). Zwierzęta wypuszczono w czterech miejscach na pograniczu środkowego i dolnego odcinka rzeki w miejscowościach: Doleck, Zazdrość, Suliszew i Samice (ryc. 1). Z całej doliny Rawki tu panowały najkorzystniejsze warunki jeśli chodzi o potrzeby bytowe bobrów. Koryto osiąga 10–20 m szerokości, a głębokość często przekracza 1,5 m. W wielu miejscach wysokie brzegi są zadrzewione i zakrzewione, a w sąsiedztwie występuje duży kompleks leśny. Rzeka płynie zakolami, tworząc liczne meandry. Dno doliny jest szerokie, od 480 do 1300 m, a jego średni spadek wynosi 1,1‰, choć są odcinki ze spadkiem rzędu 0,3‰. W obrębie dna występują starorzecza w różnym stopniu wypełnione materiałem organicznym, także podmokłości ze stojącą wodą powstałe w miejscach eksploatacji torfu. W okolicach Starej Rawy panują najkorzystniejsze w całej dolinie warunki do żeru zimowego, czyli obecność krzewów liściastych. Bobry żywią się łykiem drzew oraz krzewów (szczególnie osiki i wierzby), gałązkami, roślinami zielnymi, trzcina, grązelami itp. (Kowalski, 1991; Czech, 2000).

Reintrodukcja bobrów w dolinie Rawki powiodła się doskonale. W 1985 r. bobry występowały w dolinie jeszcze punktowo w miejscach osiedlenia (Samice, Suliszew, Zazdrość, Doleck) oraz w nowych miejscach kolonizowanych: Stara Rawa, Nowy Dwór, Żydomice i w zbiorniku Tatar w Rawie Mazowieckiej (ryc. 1). Wszystkie te stanowiska położone są w środkowym odcinku doliny Rawki. Po czterech latach bobry zaczęły zajmować także dolny odcinek doliny, o nieco mniej korzystnych warunkach bytowych. Dno jest tu mocno przekształcone przez człowieka. Uregulowanie koryta Bzury w XIX w. spowodowało obniżenie bazy erozyjnej Rawki i ożywiło procesy denne, szczególnie w dolnym odcinku doliny (Kobojek, 2000, 2003). Koryto Rawki jest mocno wcięte w powierzchnię dna doliny. Właściwie rzeka płynie rowem o ścianach wznoszących się 2–5 m nad zwierciadłem wody. Erozja koryta i melioracja dna doliny spowodowały obniżenie poziomu wód gruntowych i osuszenie dna doliny, w obręb którego wkroczyły pola uprawne kosztem łąk. Koryto jest kręte lub prostoliniowe, a tylko w pewnych odcinkach meandrujące. Dlatego w pierwszej kolejności bobry zasiedliły fragment dna doliny w okolicach Ziemiarskiej i Joachimowej, z meandrami i wysokimi brzegami.

Jesienią 1989 r. zlokalizowano stanowiska bobrów (nory lub żeremia) od Rawy Mazowieckiej po Joachimów. Zasięg działalności zwierząt wzrósł od 21 km w 1985 r. do 34 km w 1989 r. Jednak nadal w dolnym odcinku w sąsiedztwie Bzury i w górnym odcinku nie stwierdzono śladów obecności bobrów, co z pewnością było związane z niekorzystnymi warunkami wodnymi w rzece i osuszeniem dna doliny, brakiem zadrzewień i silną antropopresją.



Ryc. 1. Rozmieszczenie bobrów w dolinie Rawki i dolinach sąsiednich
– stanowiska lokalizowane w podanych latach

Distribution of beavers in valleys of the Rawa and neighbouring rivers
– sites found in given years

Dopiero w latach 1990. bobry pojawiły się w górnym odcinku doliny. Panują tu najmniej korzystne warunki dla ich życia. Dno doliny jest wąskie, od 120 do 230 m. Rzeka płynie jednym, mało krętym korytem, a miejscami prostoliniowo, prąd wody jest dość szybki. Spadek dna jest niewyrównany i dość duży, waha się od 1,4 do 4,6‰, przy średnim 2,3‰ – największym w całej dolinie. Odcinek ten jest mocno przekształcony przez człowieka, występuje tu wiele jazów, uregulowane fragmenty koryt i stawy rybne. To właśnie obecność stawów sprawiła, że i w tym odcinku pojawiły się bobry.

Wzrost populacji bobrów spowodował zasiedlanie coraz rozleglejszych terenów. Z czasem opanowały one całą Rawkę i większe jej dopływy (Krzemionkę i Chojnatkę), kolonizowały także doliny sąsiednie, np. Bzury, Uchanki i Nidy (ryc. 1). Do Bzury w dolnym odcinku przeniosły się także bobry z Puszczy Kampinoskiej, do której w 1980 r. sprowadzono 7 sztuk (Topiński i Biernacka, 1985). Obecnie w Puszczy żyje około 100 bobrów. Można sądzić, że w dolinie Rawki jest ich co najmniej dwa razy więcej.

Najwięcej śladów działalności bobrów w dolinie Bzury można spotkać w odcinku na zachód od Łowicza. Rzeka w tym fragmencie jest dość szeroka, miejscami występują w korycie wyspy. Wysokie brzegi porośnięte są drzewami i krzewami – jest to najbardziej dziki fragment rzeki. Bobry zagospodarowały także podmokły obszar dawnej młynówki w Strugienicach. Wody ze zbiornika spłynęły około 30 lat temu i w jego obrębie rozwija się las łęgowy, który jest miejscem żerowania zwierząt.

Z doliny Bzury część bobrów przeniosła się do mniejszych uregulowanych rzek, np. Uchanki i Nidy. Jeszcze w połowie lat 1990. bobry nie zajmowały wyprostowanych koryt rzecznych w osuszonych dolinach. Jednak w 2000 r. pojawiły się w uregulowanym korycie Nidy, np. w okolicach Mastek. Śladów działalności bobrów nadal nie znaleziono natomiast w małych i płytkich rzeczkach, w których wahania stanów wód w ciągu roku są duże. W czasie wiosennych roztopów woda w ich korytach podnosi się do 2 m, a latem często nawet wysychają (np. Igła).

W ciągu 20 lat bobry zajęły tereny oddalone o 60–70 km od miejsca ich osiedlenia. Z rozmieszczenia zwierząt wynika, że wykazują dużą tolerancję na zanieczyszczenie wód. Rawka ma wody najczystsze w regionie, II i III klasy (Maksymiuk, 1993), ale już w Bzurze są zdecydowanie gorsze, pozanormalne (Kassenberg i Rolewicz, 1994). Bóbr jest gatunkiem coraz silniej synantropijnym – gdy nie ma odpowiednich warunków, żyje w częściowo zanieczyszczonych rzekach. Wysoką tolerancję zwierząt w tym względzie udowodniono także na Pojezierzu Pomorskim. Bobry żyją w wodach klasy I, II, III, ale i pozaklasowych. Wykazują znaczną tolerancję na zanieczyszczenia wód o charakterze chemicznym i fizycznym, a mniejszą na biologiczne i bakteriologiczne (Aszyk i Kistowski, 2002). Dlatego łatwiej znaleźć bobry nad rzekami przepływającymi przez obszary rolnicze, zanieczyszczone chemicznie, a zdecydowanie unikają zanieczyszczeń bakteriologicznych, związanych ze ściekami komunalnymi.

Wpływ działalności bobrów na środowisko dolinne

Od chwili osiedlenia w dolinie bobry zaczęły wykorzystywać i przekształcać środowisko. Do głównych form ich działalności należy kopanie nor, budowa żereń i tam oraz zgryzanie drzew. Największe przekształcenie środowiska występuje w sąsiedztwie domków. Bobry żyją w rodzinach składających się średnio

z 4–6 osobników, które zajmują rzeki i brzegi o długości od 1 do 4 km, zależnie od zasobności żeru zimowego (Zurowski i Kacperczyk, 1986). Wykazują silny terytorializm i w obrębie zajmowanego przez siebie obszaru są groźne dla obcych osobników swego gatunku. Zwierzęta mieszkają w norach lub żeremiach, w zależności od charakteru koryta i rzeźby dna doliny, przy czym doskonale wykorzystują lokalne warunki. Nory kopią w wysokich brzegach koryt lub w podcinanych przez rzekę stokach doliny. Główne wejście do nor jest pod wodą, jest także zapasowe wyjście na ląd, a wyloty nor są starannie zamaskowane roślinnością. W dolinie Rawki i Bzury przeważają odcinki koryta o wysokich brzegach, dlatego bobry mieszkają w norach (jamach). Najwięcej stanowisk zlokalizowano na wysokich brzegach rzeki porośniętych lasem mieszanym.

W Żydomicach nad Rawką, w miejscu, gdzie rzeka podcina stromy brzeg doliny bobry wykopały mieszkalne nory. Rzeka w tym miejscu zatacza duży łuk, jest dość głęboka i płynie wolno, a tempo erozji bocznej jest bardzo słabe. W stoku o wysokości 5–7 m, zbudowanym z osadów wodnolodowcowych piaszczysto-gliniastych, porośniętym lasem, bobry wykopały kilka nor, połączonych korytarzami. Fragment stoku zbudowany tylko z drobnych i bardzo drobnych piasków pomimo zalesienia nie jest wykorzystany do kopania jam, gdyż bobry preferują materiał bardziej kohezynny. W obniżeniu między drzewami strop nory umacniają obgryzione gałęzie. Na powierzchni występują widoczne nierówności, często teren jest wręcz „zryty”, pełen niewielkich wzniesień i zagłębień oraz ujść podziemnych korytarzy. Fragment koryta z norami jest maskowany i chroniony przez duże wywrócone drzewa. Obraz ten dobrze oddaje treść słowa „zbobrować”. Wywrócone i zalegające w korycie drzewa osłabiają prąd płynącej wody i całkowicie hamują erozję boczną. Około 40% drzew rosnących w lasku otaczającym nory zostało zgryzione przez bobry, z ziemi wystają tylko dolne fragmenty pni. W poszukiwaniu pożywienia (młodych drzew i odrostów) zwierzęta wędrują często na znaczne odległości. W wielu miejscach, nawet w pewnej odległości od domków, można spotkać charakterystyczne wślizgi do koryta. Są to miejsca gdzie zwierzęta wchodzą do wody z brzegu o wysokości od 0,5 do 1 m. Wiosną, tuż przed koszeniem traw, łatwo rozpoznać trasy ich przemieszczania, często można znaleźć pogubione przez zwierzęta obgryzione fragmenty gałęzi. W odległości około 1 km od stoku z norami, na zadrzewionych zakolach meandrowych bobry zbudowały dwie tamy, które zostały jednak zniszczone przez ludzi. Zwierzęta ich nie odbudowały.

Bobry szybko zagospodarowują i wykorzystują także fragmenty doliny, w których poziom wody podniósł się w związku z działalnością człowieka, np. na południe od Kamiona nad Rawką. W tym odcinku rzeka silnie meandruje, jeszcze w 1997 r. zachodziła tu silna erozja boczna (od 1,5 do 2,5 m rocznie; Kobojek, 2000). Wyraźnie wykształcony był brzeg wysoki i niski. W ciągu roku poziom wód w korycie wahał się około 2 m, okresowo zalewany był odsyp meandrowy, na którym rosły krzewiaste wierzby, a na skrajku drzewa. Po wybudowaniu na rzece nie-

wielkiej zapory przy ośrodku campingowym podniósł się poziom wody w zakolach meandrowych powyżej przeszkody – średni stan wód w korycie wzrósł o 0,5 m. Bobry od razu wykorzystały najbardziej zalesione zakole. Na wysokim brzegu koryta wykopały szereg nor, a kilkanaście ściętych drzew osłania to miejsce oraz chroni brzeg przed erozją boczną, która w tym zakolu całkowicie ustała (fot. 1). Także na brzegu niskim (odsypie meandrowym) leżą nadgryzione duże drzewa.



Fot. 1. Zakole meandrowe Rawki w Kamionie przekształcone przez bobry
The Rawka River meander as modified by beavers

W przypadku zakola w Kamionie na skutki działalności człowieka nałożyły się prace bobrów, powodując lokalnie dość duże podniesienie poziomu wody w korycie i zmniejszenie jego wahań. Nastąpiło poszerzenie koryta i podniesienie poziomu wody gruntowej, co wywołało z kolei rozrost roślinności wodnej i bagiennej. Obumarły drzewa i krzewy na odsypie meandrowym, który jest teraz przez znaczną część roku pod wodą (fot. 2). W szerokiej strefie przy korycie rosną trzciny, palki wodne, turzyce i wierzba krzewiasta. Na powierzchni wody w korycie kilka lat temu nie rozwijała się żadna roślinność, a obecnie przy

brzegu dość bujnie występuje rzęsa wodna i inne rośliny o liściach pływających na powierzchni oraz całkowicie zanurzonych w wodzie. Rozwój roślinności i zwolnienie płynięcia wód wyraźnie osłabiło erozję boczną, także w sąsiadujących zakolach.



Fot. 2. Zamierające drzewa na odsypie meandrowym w Kamionie
Dead trees on the point bar at Kamion

Również w innych odcinkach doliny Rawki, Nidy i Bzury na wysokich brzegach rzek porośniętych drzewami bobry wykopały nory mieszkalne i w podobny sposób przekształciły środowisko. Przed zasiedleniem rzek przez bobry w korycie przebiegały procesy typowe dla rzeki meandrującej. Na brzegu wklęsłym zachodziła erozja, a na wypukłym akumulacja. W korycie transportowany był materiał piaszczysty przy dnie (rozwickły się charakterystyczne riplemarki prądowe), a mułki w zawieszynie. Na odsypie meandrowym osadzały się piaski i mułki o bocznym warstwowaniu. W zakolach zagospodarowanych przez bobry transport piasków został całkowicie wstrzymany.

Wyjątkowe miejsce na lokalizację nor wybrały bobry w Patokach nad Chojnatką. Rozkopały w tym celu groblę stawu rybnego, co spowodowało jej uszkodzenie i w rezultacie spłynięcie wody wraz z rybami.

Żeremia, kopce mieszkalne, bobry budują jedynie w przypadku braku możliwości wykopania nory, czyli w miejscach otwartych rozlewisk, w obrębie stawów, podmokłych łąk porośniętych trzciną i wikliną. Żeremia mają formę stożka z owalną podstawą o średnicy 2–3 m i wysokością do 1,5 m. Zbudowane są z kawałków

drewna, chrustu, uszczelnionych mułem, z komorą mieszkalną umieszczoną powyżej powierzchni wody, a z zewnątrz domek przypomina stertę chrustu. Do żeremi prowadzi kilka podwodnych i podziemnych korytarzy, których wloty znajdują się dość głęboko (Dzięciołowski, 1996, Czech, 2000). Służą one jako kryjówki i magazyn żywności. Pod wodą w pobliżu domków bobry magazynują gałęzie, które służą jako zapas pokarmu. Na badanym terenie żeremia zostały wybudowane tylko w dnie doliny Rawki we wsi Zazdrość oraz w obrębie stawów rybnych w górnym odcinku doliny w Gutkowicach, a także w dolinie Krzemionki, Uchanki i na stawie rybnym w okolicach Łyszkowic. Ponieważ w bezpośrednim sąsiedztwie stawów nie ma drzew, na żer wyruszają wzdłuż niewielkiego ciek i w wielu miejscach można spotkać zgubione przez bobry fragmenty obgryzionych gałęzi. Z obserwacji fragmentów doliny, w których występują żeremia wynika, że środowisko jest tu bardziej przekształcone przez te zwierzęta niż w przypadku kopania jam. Jest to związane z budową tam w sąsiedztwie żeremi, w celu podniesienia poziomu wody.

Bobry zakładają tamy piętrzące wodę średnio o 30–50 cm na małych rzekach, w miejscach gdzie koryto jest najpłytsze i najwęższe, w sąsiedztwie domków, w miejscach o zbyt niskim poziomie lub dużych wahaniami wody w rzece. Zbudowane są ze zgryzionych i wyrwconych drzew, gałęzi, a uszczelnione drobniejszym materiałem: liśćmi, fragmentami roślin i mułem. W dolinie Rawki tamy spotyka się jednak rzadko, gdyż naturalne warunki są tu dość sprzyjające dla tych największych gryzoni. Rawka wyróżnia się małą zmiennością przepływów, a nieregularność przyływu w Kęszycach w dolnym odcinku rzeki wynosi 69 (w środkowym jest jeszcze mniejsza).

Bobry wybudowały natomiast tamy w dolinach małych uregulowanych rzek Uchanki, Nidy i Krzemionki, ponieważ środowisko było zbyt suche jak na ich potrzeby. Wzrost poziomu wody spowodował zalanie niewielkich fragmentów przylegających do rzek łąk. W dolinie Uchanki tamy bobrowe są przyczyną rozlewów rzeki, szczególnie wiosennych. Latem 2003 r. wysechł staw rybnym w Uchaniu Dolnym z powodu wyjątkowej suszy, ale i działalności bobrów. Aby zapewnić sobie wodę, zwierzęta zniszczyły zastawki, kierując ją z rzeki zasilającej staw do rowów odsączkowych, w których mieszkają.

Z analizy niewielkiej jeszcze liczby prac dotyczących zmian środowiska spowodowanych działalnością bobrów wynika, że tamy są przyczyną największych przekształceń (Soja, 1996; Bogusławski 1999; Witt, 2000; Aszyk i Kistowski, 2002). Przegrodzenie ciek tamą powoduje zwiększenie szerokości koryta oraz utworzenie stawu bobrowego, czasem nawet kilku na jednym cieku. Powoduje to zmniejszenie prędkości pływu wody, redukcję erozji i zwiększenie depozycji osadów oraz wzrost podmokłości. O skali przekształceń decyduje stabilność tam i stawów oraz budowa litologiczna podłoża. W sąsiedztwie stawów podnosi się także poziom wody gruntowej. Woda stagnuje lub płynie bardzo wolno, akumulowany jest osad transportowany przez rzekę. Podniesienie poziomu wody sprzyja rozwojowi roślin typowych dla wód wolno płynących lub stojących, jednocześnie

zamiera las łęgowy i pojedyncze drzewa, z powodu nadmiaru wilgoci przez cały rok. W czasie wiosennych roztopów lub długotrwałych opadów stawy mogą zmniejszać gwałtowność spływu. Tamy są bardzo trwałe i wytrzymałe, np. nie zostały zniszczone nawet przez duże wezbrania na rzekach w Beskidzie Niskim (Soja, 1996).

Najwięcej tam bobry budują na ciekach o dużym spadku, np. na rzekach karpackich przy spadku około 12‰. Czasem potrafią na jednej rzece wybudować kilkanaście tam, tworząc przy tym system jeziorzek, zabagnień i podmokłości (Soja, 1996). Budują je często w sąsiedztwie licznych źeremi, gdyż budowa litologiczna uniemożliwia kopanie nor. Zdecydowanie mniej tam występuje na rzekach o małym spadku na obszarach nizinnych, np. w województwie pomorskim (Aszyk i Kistowski, 2002) oraz w Polsce środkowej, właśnie w dolinach Rawki i Bzury. Tutaj tamy budowane są na niewielkich ciekach w sąsiedztwie źeremi, aby zapewnić zwierzętom odpowiednią ilość wody, a także bezpieczeństwo.

Najłatwiej zauważalnymi śladami działań bobrów są zgryzy bobrowe. Na pniach drzew widoczne są liczne nacięcia o gładkiej powierzchni, przypominające ślady dłuta (fot. 3).



Fot. 3. Zgryzy bobrowe nad Bzurą w Strugienicach
Beaver-felled tree by the Bzura River at Strugienice

Działalność budowlana i konieczność odżywiania się zwierząt spowodowały zmiany struktury roślinności występującej w dnie doliny. Początkowo bobry żerują w bezpośrednim sąsiedztwie jam i żeremi, jednak w miarę wyczerpywania się pokarmu, penetrują dalsze tereny. Ślady żerowania występują w pasie o szerokości do kilkuset metrów od koryta. Jeden bóbr potrafi w ciągu nocy ściąć grube drzewo, które przegryza na kawałki i przenosi na budowaną tamę lub żeremie. Zdecydowanie ubyłoby wysokich i grubych drzew rosnących w sąsiedztwie koryta. Część z nich w ciągu kilku lat żerowania bobrów została powalona do koryta lub zużyta do budowy, np. osiki, topole, brzozy, wierzy i sosny. Grubsze drzewa zwierzęta ścinają tylko w pobliżu brzegu, natomiast cieńsze nawet w dużej odległości od rzeki. W lasach nadrzecznych zgryzione są zarówno drzewa liściaste (wierzy, topole, jesiony), jak i iglaste. Wiele drzew zostało ogryzionych u nasady pni, co prowadzi do obumarcia drzewa lub złamania w czasie silnych wiatrów.

Mieszkańcy doliny Rawki, Bzury i Nidy najdotkliwiej odczuwają obecność bobrów poprzez straty w drzewostanie. Chcąc chronić młode posadzone drzewa lub duże okazy, ludzie okręcają pnie folią plastikową lub siatką drucianą. Jesienią 2003 r. w Mastkach podgryzione przez bobry drzewo wywracając się uszkodziło sieć elektryczną, powodując szkody ekonomiczne oraz śmierć zwierzęcia.

Także nad Bzurą można spotkać na brzegu podgryzione drzewa, czasem nawet zwalone w korycie, ale nie nastąpiło tu przekształcenie środowiska przez bobry, ponieważ w wielu miejscach prawie co roku jesienią w ramach prac regulacyjnych usuwane są wszelkie zwały i zapory z koryta, np. w Strugienicach i Urzeczcu. W mniejszych dolinach, np. Uchanki, wywrócone drzewa i zbudowane tamy przyczyniają się do zwiększenia częstości wiosennych podtopień łąk i pól.

Podsumowanie

Bobry mają bardzo duże możliwości przystosowywania i zmieniania środowiska do swoich potrzeb. Przykład Rawki i Bzury jest dowodem na to, że funkcjonowanie populacji bobrów jest możliwe na terenach o typowo rolniczym krajobrazie. Skutki ich bytowania w środowisku są bardzo wyraźne, choć związane głównie z miejscem występowania bobrowych domków i najbliższym ich sąsiedztwem. Przekształcenie jest tu trwałe i obejmuje stosunki wodne, szatę roślinną, procesy fluwialne oraz sposób użytkowania dna doliny przez rolników.

W dolinach Polski środkowej bobry żyją głównie w norach wykopanych na wysokich zalesionych brzegach rzek, podobnie jak w innych regionach kraju. Żeremia budują sporadycznie wśród zbiorników wodnych i stawów rybnych.

Działalność bobrów powoduje zatrzymanie dużej ilości wody i przyczynia się do lokalnego wzrostu jej poziomu. Podniesienie poziomu wód gruntowych i podtopienie dna doliny w sąsiedztwie koryta powoduje zamieranie drzew w obrębie odsypów meandrowych, a rozwój roślinności szuwarowej i bagiennej. Największe są przekształcenia środowiska w miejscach lokalizacji tam i stawów

bobrowych. W małym stopniu dotyczy to doliny Rawki i rzek sąsiednich, ponieważ przepływ jest tu dość wyrównany i bobry rzadko budują tamy.

Bobry przyczyniły się do przekształcenia procesów fluwialnych: zmniejszyła się prędkość przepływu wody w korycie, wyraźnie osłabły procesy erozji bocznej w rzece, a powyżej tam i wśród roślinności szuwarowej na zakolach meandrowych powstały warunki do akumulacji najdrobniejszych frakcji zawiesiny.

Do pozytywnych efektów obecności bobrów należy polepszenie stosunków wodnych w obszarach źle przeprowadzonych w XIX i XX w. prac regulacyjnych i melioracyjnych w dolinie Bzury i dolinach jej dopływów. Lokalne podniesienie poziomu wody w dnie doliny wpłynęło korzystnie na osuszone łąki i spowodowało wzrost ich wydajności. Także w innych obszarach kraju działalność bobrów wpływa na renaturalizację nadmiernie osuszonych dolin (Biały i Załuski, 1994).

Ponieważ bobry są pod ochroną, a w Polsce środkowej nie ma ich naturalnych wrogów (wilków i rysiów) można sądzić, że przemiany środowiska dna badanej doliny będą postępować. Najbardziej narażony jest odcinek od Żydomic do Joachimowa. W przyszłości rozwój podmokłości i rozlewisk może sprzyjać osiedlaniu się ptaków wodnych, płazów i ryb, co zwiększy atrakcyjność rezerwatu Rawka. W miejscach życia bobrów pojawiają się m.in. zaskrońce, piżmaki, bociany czarne i zimorodki.

W mniejszych rzekach, np. Uchance i Nidzie, bobry spowodowały podniesienie poziomu wód i zalewanie łąk, co prowadzi do konfliktów między rolnikami a służbami ochrony przyrody. Także w dolinie Bzury powodują szkody zalewając łąki i zgryzając drzewa. Obecnie wszystkie zgryzy bobrowe nad Bzurą są systematycznie usuwane w ramach prac regulacyjnych, ale wymaga to stałych nakładów finansowych. Bzura jest dość dużą rzeką, a zaprzestanie tej działalności może z czasem spowodować pewne zmiany także w dnie tej doliny.

Bóbr jest gatunkiem wydobytym z niebezpieczeństwa wyginięcia – powinien być chroniony, ale ścisłej ochrony już nie wymaga (Markowski i Wojciechowski, 2002). Obecnie w Polsce żyje około 10 000 osobników, które zamieszkują głównie województwa północno-wschodnie. Zagęszczenie bobrów jest największe w województwie podlaskim i wynosi około 52 sztuk na 100 km². Natomiast w łódzkim, w obrębie którego znajduje się badany teren, należy jeszcze do najmniejszych w kraju i waha się od 0,5 do 2 sztuk na 100 km². W przypadku nadmiernego zwiększenia liczebności, działalność zwierząt może lokalnie przynosić straty w gospodarce człowieka. Należy jednak pamiętać także o korzyściach dla lokalnego środowiska, spowodowanych magazynowaniem wody i poprawą zaburzonych stosunków wodnych.

Piśmiennictwo

- Aszyk M., Kistowski M., 2002, *Monitoring bobra w województwie pomorskim. Ekologiczne, zoologiczne i społeczne uwarunkowania rozmieszczenia gatunku w regionie*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Gdańsk-Poznań.

- Biały K., Załuski T., 1994, *Rola bobra europejskiego (Castor fiber) w renaturalizacji uregulowanego cieku i przyległego otoczenia*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Konferencje, III, 246, s. 21–29.
- Bogusławski Z., 1999, *X lat Wigierskiego Parku Narodowego*, Wydawnictwo W Łapiński, Krzywe.
- Brzewowski R., 2002, *Wyniki introdukcji bobra europejskiego w górnym dorzeczu Wisłoka i Jasiołki (Beskid Niski) przeprowadzonych w 1998 i 1999 r.*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 2, s. 66–74.
- Czech A., 2000, *Bóbr. Monografie Przyrodnicze*, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin.
- Derwich A., 1995, *Reintrodukcja bobrów w polskich Bieszczadach*, Roczniki Bieszczadzkie, 4, s. 217–225.
- Dzięciołowski R., 1996, *Bóbr*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- Graczyk R., 1983, *Ekspansja bobra w Wielkopolsce*, Przyroda Polska, 4, s. 3–6.
- Kasperczyk B., 1987, *Rozprzestrzenianie się bobra w Europie w XX w.*, Przegląd Zoologiczny, 31, 2, s. 181–193.
- Kassenberg A., Rolewicz C., 1994, *Stan czystości i ochrony wód*, [w:] *Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski*, PAN, IGiPZ, Agencja Reklamowo-Wydawnicza A. Grzegorzczak, Warszawa.
- Kobjek E., 2000, *Morfogeneza doliny Rawki*, Acta Geographica Lodziensia, 77.
- , 2003, *Antropogeniczne przekształcenia środowiska małych dolin*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG, Sosnowiec, s. 90–94.
- Kowalski K., 1991, *Mały słownik zoologiczny. Ssaki*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Krysiak K., 1955, *Wykopalskowe szczątki zwierzęce z grodziska koło Łęczycy*, Studia Wczesnośredniowieczne, 3, s. 360–370.
- Maksymiuk Z., 1993, *Wody powierzchniowe i podziemne*, [w:] S. Pączka (red.), *Środowisko geograficzne Polski środkowej*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, s. 94–108.
- Markowski J., Wojciechowski Z., 2002, *Fauna. Kręgowce*, [w:] J. Jakubowska-Gabara, J. Markowski, (red.), *Bołimowski Park Krajobrazowy. Monografia przyrodnicza*, Regionalne Centrum Edukacji Ekologicznej, Łódź, s. 74–88.
- Pucek Z., 1972, *Rozprzestrzenianie się i stan ochrony bobra europejskiego na Białostoczczyźnie*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 1, s. 28–36.
- Soja R., 1996, *Środowiskowe skutki reintrodukcji bobra (Castor fiber) w dolinie rzek Karpaczkich*, [w:] *Przewodnik Konferencji „Funkcjonowanie geosystemów dolinnych w warunkach zmian klimatu i narastania antropopresji późnego górnego plejstocenu i holocenu”*, Sosnowiec 28–29.03.1996, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, s. 45–46.
- Szczepkowski J.J., 1966, *Tysiąc lat polskiego łowiectwa*, [w:] A. Brzezicki, W. Mazurek, S. Mierzeński (red.), *W krainie łowów*, Wydawnictwo Sport i Turystyka, Warszawa, s. 7–29.
- Topiński P., Biernacka J., 1985, *Wstępne efekty introdukcji bobra europejskiego C.F.L. w Puszczy Kampinoskiej*, Parki Narodowe i Rezerwaty Przyrody, 62, s. 71–83.
- Tranda E., Jaroniewski W., 2002, *Zwierzęta chronione w Polsce*, MULTICO Oficyna Wydawnicza, Warszawa.
- Twardowski T., Kasperczak B., 1992, *Reintrodukcja bobra Castor fiber w województwie skierńwickim*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 2, s. 105–109.
- Witt A., 2000, *Wpływ stawów bobrowych na rozwinięcie małych koryt rzecznych w Wielkopolsce północnej*, [w:] *Materiały V Zjazdu Geomorfologów Polskich, Dorobek i pozycja*

- polskiej geomorfologii u progu XXI wieku, Toruń 11–14.09.2000*, Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, s. 142–143.
- Żurowski W., 1979, *Preliminary Results of European Beaver Reintroduction in the Tributary Streams of the Vistula River*, Acta Theriologica, 24, 7, s. 85–91.
- , 1982, *Rozmnażanie i ekologia bobra europejskiego w pradolinie Biebrzy*, Chronimy Przyrodę Ojczyzną, 1–2, s. 18–26.
- , 1983, *Rezerwat „Ostoja Bobrów Stary Folwark”*, Chronimy Przyrodę Ojczyzną, 3, s. 47–54.
- , 1988, *Situation of the European Beaver in the Vistula River watershed in North-East Poland*, Investigations on Beavers, Bern, 7, s. 7–14.
- Żurowski W., Kasperczyk B., 1986, *Characteristics of the European beaver population in the Suwalski lakeland*, Acta Theriologica, 31, 3, s. 311–325.
- , 1988, *Effects of reintroduction of European beaver in the lowlands of the Vistula basin*, Acta Theriologica, 33, 3, s. 325–338.

[Wpłynęło: luty; poprawiono: maj 2004 r.]

ELŻBIETA KOBOJEK

ENVIRONMENTAL EFFECTS OF THE REINTRODUCTION OF THE BEAVER (CASTOR FIBER) TO THE RAWKA VALLEY

In 1983, 11 beavers were moved to the Rawka Valley in central Poland. The animals were (re)introduced at four sites (Doleck, Zazdrość, Suliszew, Samice) – all characterized by the best natural conditions for habitation by beavers, i.e. by a wide channel, slowly flowing water in meanders, numerous cutoffs and forested banks (Fig. 1). The reintroduction was a success, the species gradually colonizing the whole Rawka valley and expanding into the valleys of neighbouring rivers like the Bzura, Uchanka and Nida (Fig. 1). Over 20 years, the population has extended to some 60–70 km from the original area of reintroduction.

The spread of the species through the valleys has been associated with the onset of modifications to the environment. The most spectacular changes may be found near to where animals live, in the form of burrows and lodges. Generally, beavers live in burrows made on high, forested river slopes (at Żydomicie) or in high channel banks (at Kamion). Those individuals living in ponds build lodges. There is also sporadic construction of dams from branches, leaves and silt, though beaver-cut or felled trees in the valley are the most visible sign of their presence. Animals fell trees of different sizes, which they eat or use in construction.

The changes effected are considerable, although limited to the valley-floor area. Beaver activity results in local rises in the water level, an increase in channel width and changes in vegetation. The animals destroy trees near the channel, something that local people regard as their most troublesome feature. Local flooding causes trees to decay and swamps to develop. On the plus side, beaver activity has led to a partial rectification of disturbances to water relations in the valleys of the Rawka and the other rivers resulting from badly-conducted regulation work and efforts at land reclamation. The rise in the level of water in the valley floor attributable to beavers is leading to higher productivity of previously-dry meadows.

50-lecie ekspedycji krakowskich geomorfologów i hydrologów w Bieszczady

Gdy profesorowie M. Klimaszewski w Krakowie i R. Galon w Toruniu u progu lat 1950. rozpoczynali szczegółowe kartowanie geomorfologiczne i hydrologiczne, rozsyłali w teren asystentów i studentów – magistrantów. Po ćwiczeniach, a czasem kilkudniowym kursie terenowym, ruszali oni na ogół w pojedynkę, aby kartować wybrane dorzecze, czy też arkusz mapy topograficznej. Uzbrojeni w busołą, klizymetr, łopatkę, młotek geologiczny (geomorfolodzy) lub też rynienkę i naczynie do pomiaru przepływu, gwizdek do pomiaru poziomu wody w studni (hydrografowie) nanosili na mapę formy rzeźby albo zjawiska wodne, kartując w ten sposób 1 do 4 km² dziennie.

W listopadzie 1953 roku prof. Klimaszewski utworzył w ramach Instytutu Geografii PAN Pracownię Geomorfologii i Hydrografii w Krakowie, w której zostałem zatrudniony jako geomorfolog i niedługo potem hydrografka Krystyna Wit – świeżo upieczeni magistrzy. Władze państwowe po wymianie granic w Bieszczadach zamierzały budować zapory na Sanie i zaktywizować gospodarczo ten rejon, zniszczony w czasie walk z nacjonalistami ukraińskimi i wyludniony po przesiedleniu ludności łemkowskiej. Stało przed nami trudne zadanie skartowania tego obszaru.

Profesor zdecydował, aby dokonać tego w czasie miesięcznej ekspedycji 45-osobowego zespołu geomorfologów i hydrografów. Trzeba było przygotować nie tylko ludzi i sprzęt naukowy, ale także bazy terenowe, sprzęt biwakowy, zapewnić transport i żywy. Badania poprzedził krótki rekonesans, w czasie którego wybraliśmy miejsca na dwie pierwsze bazy w Hoczwi i Wołkowi, poznaliśmy fatalny stan dróg a przede wszystkim wspomniała rzeźbę, stosunki wodne i budowę geologiczną. Z tą ostatnią zaznajomili nas świetny znawca regionu prof. Jan Wdowiarz.

Badania przeprowadzono w sierpniu 1954 r. Obszar eksploracji sięgnął od okolic Sanoka i Leska aż po Połoniny Wetlińską i Caryńską, obejmując niższe pogórza z wznoszącymi się z nich odizolowanymi grzbiecami rusztowymi, ku południowi przechodzące w gęstsze i wyższe pasma równoległych grzbieców. Cały ten teren o powierzchni około 1,5 tys. km² budują dość monotonne piaszkowce i iłowce warstw krośnieńskich sfałdowane w stromo ustawione łuski, synkliny i antykliny, na zmianę mniej i bardziej odporne. Przez obszar ten przełamuje się malowniczo wijącą się doliną San i jego dopływy. Północna część dotychczas zachowała charakter rolniczy, aczkolwiek na część pól wokół częściowo opuszczonych wiosek wkraczały drzewa i krzewy. Południowa – wyższa i częściowo wschodnia, niemal całkowicie wyludniona ze spalonymi lub opuszczonymi wioskami zamieniły się w niekoszone łąki, na które z zalesionych grzbieców schodziły samosiejki sosny i olszy wykorzystujące hektary ziemi rozoranej przez stada dzików. Stan dróg był tak zły, że trzeba było popychać naszego lublina po ławicach skalnych i przejeżdżać w bród przez potoki obok zniszczonych mostów. W części południowej jedynymi

ścieżkami były szlaki dzików. Wędrując korytami potoków trzeba było pokonywać zwalone pnie, a niekiedy sztuczne zapory z okresu niedawnych bratobójczych walk.

Na początku sierpnia ekspedycja założyła bazę w szkole – świetlicy w Hoczwi na południe od Leska, przywożąc cały ekwipunek samochodem ciężarowym i dowożąc uczestników ze stacji kolejowej w Zagórzcu. Część osób spała w namiotach koło ruin cerkiewki. Mietek Hess (późniejszy profesor) uruchomił przenośną stację meteorologiczną, z której wyników czerpali wiedzę o wysokości opadów i temperaturze powietrza kartujący hydrografowie. Profesor, który zabrał ze sobą rodzinę był szefem całości, ja pełniłem rolę oboźnego, który pilnował programu dnia, wyznaczał terminy kartowania poszczególnym dwójkom terenowym (geomorfolog-hydrolog), zbierał wieczorem mapy i sprawozdania tekstowe, by na gorąco przedyskutować z Profesorem wyniki, nowe odkrycia i błędy. Mgr Krystyna Wit pełniła funkcję sanitariuszki i wydawała sprzęt terenowy, mgr Maria Tyczyńska – kasjerki i księgowej, mgr Zofia Ziemońska zaopatrzeniowca, pan Porczyk z Warszawy rano rozwoził, a wieczorem zwoził kartujących w odleglejsze miejsca, a jego żona przygotowywała posiłki. Nie było łatwo z zaopatrzeniem – ratowały nas cieleta, na które nie było tu zbytu i można je było kupić za 100–200 złotych (pensja asystenta wynosiła wówczas 700 zł brutto).

W kartowaniu uczestniczyli, poza wymienionymi, mgr Zdzisław Czeppe, mgr Jerzy Pokorny, mgr Roman Wolnik, mgr Maria Mizera (później Klapowa), mgr Sylwia Gilewska, mgr Tadeusz Galarowski, kilku studentów V roku (wśród nich Tadeusz Gerlach, Krystyna Kaczmar, Anna Czemerda), kilku – IV roku (magistrantów) i kilkunastoosobowa grupa po II roku (wśród nich Kazimierz Klimek i jego przyszła żona Maria Widło).

Po tygodniowym pobycie w Hoczwi, który miał w pierwszych dniach charakter kursu przygotowawczego, przenieśliśmy się do Wołkowi nad Solinką, gdzie zajęliśmy piętrową szkołę położoną na stoku i opodal rozbiliśmy też namioty. Były to już tereny częściowo bezludne. W drugiej połowie sierpnia podzieliliśmy się na kilka mniejszych grup, część ruszyła indywidualnie lub dwójkami na obszary gęściej zaludnione bliżej Leska i Zagórzca. Główna baza z Profesorem i kilkunastoma uczestnikami przeniosła się za San do PGR-u w Chrewcie, z trudem pokonując w ciągu całego dnia dwa brody i kilka kilometrów błotnistej drogi przy lejącym deszczu, a potem dalej do Czarnej. Natomiast 10-osobowy zespół ruszył z plecakami i namiotami pod poloniny zakładając bazę w opuszczonej strażnicy WOP-u w Hulskiem. Spotkanie dwóch głównych grup wyznaczono na koniec sierpnia koło cerkiewki w Smolniku nad Sanem, blisko granicy radzieckiej, gdzie przy ognisku składaliśmy raporty i opowiadaliśmy różne przeżycia.

Wyprawa sierpniowa zakończyła się sukcesem naukowym i obfitowała w przeróżne przygody.

Po raz pierwszy został skartowany szczegółowo obszar fliszowy o rzeźbie rusztowej z dwoma wyraźnymi poziomami spłaszczeń: pogórskim (wys. względnej około 200 m) i przydolinny (80–100 m). Na niższym z nich stwierdzono w kilku miejscach nad Sanem i Solinką (Polanki, Zwierzyń) dobrze obtoczone żwiry rzeczne, dowód erozyjnej genezy poziomu. W meandrowych, głęboko wciętych rynnach zarejestrowano kilka stopni teras rzecznych z cokołami skalnymi – dowód podnoszenia i pogłębiania dolin w czwartorzędzie. Boczne doliny poprzeczne do biegu skał często były zawieszane nad korytem Sanu na kompleksach odpornych ławic. Z. Czeppe i inni zwrócili uwagę na przemożną rolę sufozji w modelowaniu stoków na zwietrzelinach warstw krośnieńskich (a równocześnie na ubóstwo osuwisk).

Hydrografowie stwierdzili wielką ilość źródeł o małej wydajności, co wiązało się z przewagą skał łupkowych i stromymi upadami, nie sprzyjającymi powstawaniu horyzontów wodonośnych. Najczęściej były to młaki rozdeptane przez dziki zażywające w nich kąpiele.

Wyprawa obfitowała w liczne, niekiedy zabawne zdarzenia, na szczęście obyło się bez tragedii. Na przykład w gęstwinie młodnika zarastającej dolinę koło Polańczyka R. Kapusta natknął się na lochę z młodymi. Salwował się ucieczką na drzewo. Dopiero po kilku godzinach locha oddaliła się i Romek późno wrócił do Wołkowyi. Marysi Mizerze przy świetle świeczki i latarki wyciągano pęsetą kleszcza, który wbił się jej poniżej piersi. Innym razem, w czasie wielogodzinnej ulewy z piorunami nie wróciły z okolic Rajskiego trzy dwójki. O 23.00 wyruszyliśmy „lublinem” na ich poszukiwanie. Znaleźliśmy trzy studentki i Jurka Pokornego w jedynej nie spalonej stodole w Rajskim. Magister pocieszał rozdygotane studentki, że Profesor o nich nie zapomni i pomoc na pewno nadejdzie. W Hulskiem z kolei, aby wskazać drogę powrotu do bazy, celowo podpalono szopę z sianem, co wywołało przerażenie wracających.

W dwóch następnych latach prowadziliśmy w 4–5 osób reambulację tego terenu, jako że poziom kartowań pozostawał wiele do życzenia. Ostatecznie po kilku latach został wydrukowany pod moją redakcją pierwszy wielobarwny arkusz szczegółowej mapy geomorfologicznej Lesko, zgodnie z instrukcją genetyczno-chronologiczną M. Klimaszewskiego. Wycinki tej mapy, podobnie jak mapy hydrograficznej znad Sanu, zaprezentował Profesor już w 1956 r. na Kongresie Międzynarodowej Unii Geograficznej w Rio de Janeiro. Mapa wzbudziła powszechny podziw. Prof. Klimaszewski został potem powołany na przewodniczącego międzynarodowej Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG. W czasie sympozjum tejże Podkomisji w Polsce w 1962 r. prezentowaliśmy w terenie wyniki badań.

Wcześniej już, bo w 1956 r. krakowska Pracownia IG PAN zorganizowała w Bieszczadach kursokonferencję dla geomorfologów z całej Polski, biorących udział w kartowaniu geomorfologicznym. Odbyła się ona wyjątkowo bez udziału profesorów – czołowych polskich geomorfologów, aby nie doprowadzić do zbyt licznych polemik na temat celowości kartowania. Zakończyła się sukcesem – wszyscy młodzi wysoko ocenili metodę, a trudne trasy z przedzieraniem się przez zaspane drzewami wciosy i przejścia w bród przez potoki uwiarygodniły opowiadania o trudach kartowania w górach.

Tak się złożyło, że przez ponad 10 lat spędzałem corocznie ponad miesiąc nad górnym Sanem. Wspaniałe odsłonięcia osadów czwartorzędowych wokół budowanych zapór w Myczkowcach i Solinie skłoniły mnie do owocnej współpracy z geologiem Januszem Dziekańskim. Potem opracowywałem inne stanowiska do pracy habilitacyjnej.

Od połowy lat 60. co parę lat wracałem nad San, aby wspominać młode lata i obserwować przemiany gospodarcze. Zwykle zatrzymywałem się w gościnnym domu pp. Dąbrowskich w Bukowcu nad Solinką.

W połowie lat 1990. Państwowy Instytut Geologiczny przygotowujący reambulację szczegółowej mapy geologicznej arkusza Lesko zwrócił się do mnie o opracowanie osadów czwartorzędowych i geomorfologii arkusza. Dzięki nowym wierceniom i datowaniom wiele kwestii dotyczących genezy i wieku pokryw zostało pogłębionych, wydатовano nowe stanowiska. Po 40 latach wróciłem na dwa sezony nad San... Niestety mapa geologiczna i objaśnienia do niej dotychczas nie ukazały się drukiem.

We wrześniu 2004 r. w 50-lecie pierwszej ekspedycji znów zawiązałem na krótko nad San z kuzynem. Wspaniałą asfaltową drogą minęliśmy Lesko, Hoczew, z grzbietów koło

Myczkowa i Polańczyka roztaczała się panorama szeroko rozlewającego się zalewu solińskiego, obramowanego pasmem Jawora-Stożka. Potem wjechałem w krętą dolinę Solinki przecinając Wołkowyję, Bukowiec, Terkę... zostawiając po prawej pasmo Korbani.... Nocowałem u syna pp. Dąbrowskich, któremu też już srebrzą się włosy...

Myśl moja biegła ku tym, którzy odeszli, którzy w tych prymitywnych terenowych warunkach, bez zdjęć lotniczych i satelitarnych, GIS i wyrafinowanych metod laboratoryjnych, budowali zręby polskiej geomorfologii i hydrologii, która w latach 1950.–1960. znalazła wysokie uznanie na rynku międzynarodowym. Właśnie wtedy, gdy drukujemy ten zeszyt, mija 10 rocznica odejścia Mieczysława Klimaszewskiego i Profesor Ireny Dynowskiej...

Leszek Starkel
IGiPZ PAN, Kraków

Kazimierz Trafas
1939–2004



2 listopada 2004 r. zmarł Kazimierz Trafas, wybitny specjalista w zakresie teledetekcji środowiska i kartografii.

Kazimierz Trafas – profesor Uniwersytetu Jagiellońskiego, urodzony we Lwowie, studiował na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi UJ, a następnie w Instytucie Geografii Uniwersytetu Warszawskiego, na którym w roku 1963 uzyskał stopień magistra geografii w zakresie kartografii.

Opracowana przez niego *Kompleksowa, ścienna mapa krajów skandynawskich* wzbudziła duże zainteresowanie kartografów szwedzkich, które zaowocowało zaproszeniem Go na kilkutygodniowy pobyt w Szwecji. Okres ten wykorzystał do zebrania materiałów do monografii geograficznej Szwecji, opublikowanej w roku 1968, w 11 tomie *Wielkiej Encyklopedii Powszechnej PWN*. Po ukończeniu studiów wyższych podjął pracę w Instytucie Geografii PAN. W tym czasie zaczął interesować się zastosowaniem zdjęć lotniczych w gospodarce przestrzennej. Owocem tych zainteresowań była pierwsza publikacja naukowa na temat roli zdjęć lotniczych w opracowaniach fizjograficznych na potrzeby planowania przestrzennego. W początkowym okresie rozwoju fotointerpretacji geograficznej K. Trafas należał do prekursorów tej dziedziny wiedzy. Brał aktywny udział w pierwszych ogólnopolskich konferencjach fotointerpretacyjnych i kursach szkoleniowych, był współautorem pierwszych podręczników do nauczania fotointerpretacji na studiach geograficznych. Rozwijał również swoje zainteresowania kartograficzne: opracował atlas podziałów administracyjnych krajów afrykańskich, recenzował rozmaite wydawnictwa atlasowe, redagował mapy – załącznikowe do *Wielkiej Encyklopedii Powszechnej PWN* i do przewodników turystycznych.

Od przenosin w 1966 r. do Krakowa i podjęcia pracy w Instytucie Geografii UJ Jego kartograficzne zainteresowania poszerzyły się o zagadnienia kartografii tematycznej, zwłaszcza w odniesieniu do kwestii fizycznogeograficznych. Przykładem tego rodzaju opracowań jest projekt mapy hydrologicznej świata i określenie zadań kartografii wobec ochrony środowiska w Polsce. Od początku swojej działalności naukowej K. Trafas umiejętnie łączył stosowanie metod fotointerpretacyjnych i kartograficznych w badaniach dynamicznych zjawisk w środowisku. Głównym osiągnięciem były studia kartograficzno-

fotointerpretacyjne nad zmianą biegu koryt Dunajca w Beskidzie Sądeckim i Wisły na wschód od Krakowa – badania te stały się podstawą rozprawy doktorskiej pt. *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji* (1974), stanowiącej do dziś istotny wkład w teledetekcyjną metodykę badań geomorfologicznych.

W latach 1975–1979 działalność badawcza K. Trafasa była skoncentrowana na regionalnej kartografii atlasowej. Redagował szereg atlasów z obszaru Polski południowej i opracowywał liczne mapy w tych atlasach. Stosował w nich rozwiązania metodyczne umożliwiające przedstawianie kilku powiązanych ze sobą elementów lub komponentów środowiska, a także dynamiczne ujęcia zagadnień demograficznych i ekonomicznych, co było pewnym *novum*. Przykładem są atlasy: miejskiego województwa krakowskiego, bielskiego i tarnowskiego. Kontynuacją tych badań była autorska koncepcja *Atlasu miasta Krakowa* – opracowania interdyscyplinarnego, prezentującego dorobek badawczy krakowskiego środowiska naukowego, konfrontującego osiągnięcia geograficzne z urbanistycznymi koncepcjami rozwoju Krakowa. Było to pierwsze tego typu opracowanie polskiego miasta, które znalazło uznanie w ośrodkach zagranicznych, a w recenzjach (Włochy, Francja, Kanada) było porównywane z atlasami miejskimi Paryża, Londynu i Monachium. Drugim istotnym osiągnięciem w twórczości atlasowej K. Trafasa była redakcja i opracowanie licznych map tematycznych w *Atlasie Tatrzańskiego Parku Narodowego*.

Wszystkie opracowania wykonane przez K. Trafasa świadczą o Jego twórczych możliwościach i umiejętności efektywnego kierowania interdyscyplinarnymi zespołami badawczymi. Stał się niekwestionowanym autorytetem, nie tylko wśród kartografów, ale również w zakresie wielu specjalistycznych dyscyplin geograficznych, w których tematyczne rozwiązania kartograficzne są często najistotniejszą formą ujęć syntetycznych. Do znaczących osiągnięć w tym zakresie należy zaliczyć wiele opracowań atlasowych oraz studiów metodycznych¹.

Po uzyskaniu w roku 1993 stopnia doktora habilitowanego K. Trafas w znaczący sposób powiększył swój dorobek twórczy, publikując 94 oryginalne prace. W znakomitej większości były to samodzielne opracowania autorskie. Imponujący jest dorobek kartograficzny. Obejmuje on szczegółowe mapy tematyczne Polski w skali 1:50 000: sozologiczną – 57 arkuszy i 7 arkuszy hydrograficznej. K. Trafas był odpowiedzialny za kartograficzną postać tych map oraz współautorem komentarza do poszczególnych arkuszy, pełnił również rolę konsultanta naukowego. W Jego dorobku pohabilitacyjnym są również 2 podręczniki i 19 różnych mniejszych opracowań.

W twórczości i działalności naukowej K. Trafasa w tym okresie można wyróżnić kilka kierunków. Na ich ukształtowanie istotny wpływ miała Jego praca w latach 1990–2003, w Urzędzie miasta Krakowa. Pełnił tam funkcję dyrektora Wydziału Strategii i Rozwoju, był Pełnomocnikiem Prezydenta m. Krakowa, a także głównym specjalistą w Regionalnym

¹ *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego – koncepcja i opracowanie*, Polski Przegląd Kartograficzny, 18, 1, 1986; *Atlas miasta Krakowa – koncepcja i realizacja*, Polski Przegląd Kartograficzny, 21, 2, 1989; *Air pollution in southern Poland*, [w:] *Atlas of Eastern and Southeastern Europe*, Gebrüder Borntraeger Verlag, Vienna 1991; *Analiza elementów struktury miasta Krakowa w oparciu o nadzorowaną klasyfikację treści obrazu satelitarnego Landsat*, Fotointerpretacja w Geografii, 23, 1982; *Les Atlas régionaux réalisés par le Centre Universitaire de Cracovie; méthodologie et spécificité*, Bulletin du Comité Français de Cartographie, 136–137, 1993; *Koncepcyjne i metodyczne aspekty regionalnej kartografii atlasowej (synteza)*, Instytut Geografii UJ, Kraków 1993. Opracowania te stały się w 1993 r. podstawą do uzyskania stopnia doktora habilitowanego.

Biurze Rządowego Centrum Studiów Strategicznych. Wyrazem naukowym tego okresu, tworzącym **pierwszy** kierunek badań, są opracowania dotyczące gospodarki przestrzennej miasta Krakowa i województwa małopolskiego. Znaczący dorobek w tym zakresie reprezentuje kilka opracowań. Jedno² z nich dotyczy atlasów regionalnych jako narzędzia wspomagającego zarządzanie gospodarką przestrzenną. Autor zwraca w nim uwagę m.in. na możliwości nowych ujęć w atlasach regionalnych, jakie wynikają z szerokiego wdrożenia materiałów teledetekcyjnych, a zwłaszcza obrazów satelitarnych. Wysuwa koncepcję aktualizowania atlasów regionalnych – szczególnie dużych aglomeracji – poprzez tworzenie baz danych i zastosowanie procedur systemów informacji geograficznej (GIS), w tym także współpracę z istniejącymi systemami informacyjnymi (w przypadku Małopolski – z Małopolskim Centrum Informacji Przestrzennej).

Drugim nurtem zainteresowań Kazimierza Trafasa, związanym z Jego pracą w instytucji samorządowej były opracowania – teoretyczne i praktyczne – dotyczące planowania regionalnego i gospodarki przestrzennej obszarów zurbanizowanych. Kierunek badań regionalnych reprezentuje opracowanie *Analiza organizacyjnych i finansowych skutków powstałych w wyniku przejścia zadań z zakresu drogownictwa* (w tomie: *Z badań nad wdrażaniem ustawy miejskiej w wybranych miastach Małopolski*, Wyd. UJ, Kraków 1999). Kontynuacją zainteresowań problemami społeczno-ekonomicznymi były studia nad osadnictwem w województwie małopolskim, a także rozwoju aglomeracji śląsko-krakowskiej³.

Niezależnie od nowego pola zainteresowań naukowych, nie zaniedbywał On swoich zainteresowań *stricte* kartograficznych, a zwłaszcza kartografii ochrony środowiska i wielkoskalowej kartografii hydrograficznej, tworzących niejako **trzeci** obszar zainteresowań badawczych.

Wspólną cechą tego okresu pracy naukowej Kazimierza Trafasa była umiejętność współpracy z wielu specjalistami krajowymi, a także zagranicznymi, w rozwiązywaniu poszczególnych zagadnień.

Za oryginalny wkład twórczy Kazimierza Trafasa do rozwoju nauki należy uznać opracowane przez Niego teoretyczno-metodyczne podstawy tworzenia atlasów regionalnych. Dotyczy to zarówno atlasów w postaci tradycyjnej – analogowej, jak koncepcji elektronicznych atlasów obszarów zurbanizowanych. Równie ważny jest całokształt Jego twórczości kartograficznej, w tym kartograficzne ujęcie *Przełądowej Mapy Geomorfologicznej Polski* (red. L. Starkel, 6 arkuszy) – jednego dotychczas syntetycznego obrazu rzeźby naszego kraju. Stawia to Go w szeregu najwybitniejszych kartografów polskich końca XX i początków XXI wieku. Jego otwartość na wdrażanie metod teledetekcyjnych i geoinformatycznych do kartografii geograficznej zapobiega wyizolowaniu się tej dziedziny w marginalną twórczość pochłoniętą jedynie własnymi, hermetycznymi, problemami. Nowoczesność uprawianej przez Niego kartografii wyrażała się również w łączeniu zagadnień teoretycznych ze znajomością problemów praktycznych, o czym wspominałem już wyżej.

² *New Types of the Regional Atlases (On the Example of the Cracow Voivodship Computer Atlas)*, The Journal of European Research Libraries, 9, 2, 1999.

³ G. Praweńska-Skrzypek, K. Trafas, A. Zborowski – *System osadniczy*, [w:] *Diagnoza stanu województwa małopolskiego*, Polska Agencja Rozwoju Regionalnego, Projekt PHARE, PL 9706/01/L004, 2000; *Układ metropolitalny a bipolarny na przykładzie aglomeracji Krakowa i Katowic*, [w:] Z. Ziolo (red.) – *Bipolarny rozwój aglomeracji – kierunki rozwoju układów bipolarnych*, Biuletyn KPZK, 209, 2003.

Istotną część swojej działalności K. Trafas poświęcił organizacji badań na Uniwersytecie Jagiellońskim. Utworzył On w roku 1966 w Instytucie Geografii – Pracownię Fotointerpretacji, przekształconą następnie w Zakład Kartografii i Teledetekcji, którego kierownikiem był do ostatnich chwil swego życia. Istotnym osiągnięciem organizacyjnym było kierowanie interdyscyplinarnymi zespołami badawczymi, których celem było opracowanie kolejnych atlasów regionalnych. Do sukcesów organizacyjnych należy też zaliczyć zorganizowanie pięciu Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych oraz czterech Ogólnopolskich Konferencji Fotointerpretacyjnych. Był również współorganizatorem międzynarodowego seminarium-kolokwium w Paryżu w 1992 r. poświęconego atlasom regionalnym oraz w 1998 międzynarodowych seminariów (w Krakowie i Bolonii) europejskiej grupy METREX, której zadaniem było przygotowanie atlasu metropolii europejskich. Uczestniczył również w ponad 30 konferencjach i seminariach naukowych, wygłaszając na nich referaty i prowadząc poszczególne sesje. Jeszcze kilka dni przed śmiercią brał udział w Ogólnopolskiej Konferencji Kartograficznej w Poznaniu. Był kierownikiem lub brał udział jako wykonawca w sześciu projektach badawczych, dotyczących atlasów regionalnych (w tym *Komputerowego Atlasu Województwa Krakowskiego*), wykorzystania technik teledetekcyjnych w analizie środowiska oraz gospodarki przestrzennej i rozwoju regionalnego województwa małopolskiego.

K. Trafas był aktywnym członkiem Polskiego Towarzystwa Geograficznego, członkiem Komisji Teledetekcji Komitetu Badań Kosmicznych i Satelitarnych przy Prezydium PAN oraz członkiem Komisji Geoinformatyki PAU, członkiem Stowarzyszenia Kartografów Polskich, sekcji Badań Miejskich Komitetu Zagospodarowania Przestrzennego Kraju PAN, Sekcji Kartografii w Komitecie Geodezji PAN, Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, gdzie do końca swego życia pełnił funkcje wiceprezesa do spraw naukowych. Był także członkiem Państwowej Rady Geodezyjno-Kartograficznej oraz członkiem Komisji Kwalifikacyjnej do spraw uprawnień zawodowych z zakresu kartografii.

Na uwagę zasługuje Jego szeroka współpraca międzynarodowa. W trakcie licznych wizyt zagranicznych zapoznał się z pracą wszystkich najważniejszych europejskich ośrodków geograficznych i kartograficznych w: Berlinie, Edynburgu, Bolonii, Nicei, Paryżu, Pradze, Bratysławie, Bochum, Salzburgu, Kolonii, Rzymie, Budapeszcie, Udine i Padwie, a także w USA. Uczestniczył w kilkunastu międzynarodowych kongresach, konferencjach i sympozjach zagranicznych, na których wygłaszał referaty. Stale współpracował z Międzynarodową Asocjacją Kartograficzną (ICA). Przez trzy kadencje był członkiem korespondentem Komisji Atlasów Regionalnych tej organizacji. Był członkiem Narodowego Komitetu ICA. Był również przedstawicielem Krakowa w Organizacji Sieci Miast i Regionów Metropolitalnych Europy. Przygotowywał materiały na światowe kongresy Global Forum w Manchester w roku 1994 i HABITAT II w Stambule w roku 1996.

Znaczny jest Jego dorobek dydaktyczny. Głęboka wiedza teoretyczna i praktyczna w zakresie kartografii, teledetekcji środowiska i gospodarki przestrzennej uczyniła Go jednym z najlepszych wykładowców uniwersyteckich w Polsce. Miał duże doświadczenie w prowadzeniu zajęć praktycznych – laboratoryjnych i terenowych oraz dydaktycznych: wykładów i ćwiczeń z kartografii i topografii, teledetekcji środowiska, a ostatnio również geoinformacji. Powodził zajęcia dydaktyczne nie tylko na podstawowych studiach, kierunku geografia w macierzystym Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, ale również na innych kierunkach: geologii, na Wydziale Zarządzania i Komunikacji Społecznej

UJ i Podyplomowym Studium Ochrony Środowiska Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ. Był również zapraszany do prowadzenia wykładów na Międzywydziałowych Studiach Ochrony Środowiska na Uniwersytecie Warszawskim (2000 r.), Akademii Pedagogicznej w Krakowie (1989–1990) oraz na Politechnice Krakowskiej, na kierunku architektura krajobrazu.

Wypromował dwóch doktorów, wykształcił 14 magistrów i rozpoczął kształcenie 12 następnych. Zrecenzował 9 rozpraw doktorskich oraz 3 rozprawy habilitacyjne (recenzje wydawnicze).

Dorobek naukowy, organizacyjny i działalność samorządowa miały w niedalekiej perspektywie być zwieńczone tytułem naukowym profesora. Niestety zabrakło kilkunastu dni do rozpatrzenia wniosku przez Centralną Komisję do Spraw Stopni i Tytułu Naukowego.

Uznaniem dla Jego dorobku naukowego i organizatorskiego były odznaczenia i nagrody przyznane w całym okresie jego działalności naukowej. Były to: Indywidualna nagroda III stopnia Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego, Nagroda Zespołowa Prezydenta miasta Krakowa, Nagroda Zespołowa I Stopnia Ministra Edukacji Narodowej oraz Zespołowa Prezydenta miasta Krakowa, Nagroda Unii Europejskiej Special Award EU. K. Trafas był również trzykrotnie nagradzany przez Rektora Uniwersytetu Jagiellońskiego, posiadał Złotą Odznakę Polskiego Towarzystwa Geograficznego, odznakę Za Zasługi w Polskim Towarzystwie Przyjaciół Nauk o Ziemi, Srebrną i Złotą Odznakę za zasługi w dziedzinie geodezji i kartografii. Jego działalność dla regionu małopolskiego została uhonorowana odznaką Za Zasługi dla Ziemi Krakowskiej oraz Srebrnym Medalem KRAKÓW 2000. Został również odznaczony Złotym Krzyżem Zasługi.

Jan R. Olędzki

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Stopnie naukowe doktora habilitowanego i doktora nauk geograficznych, uzyskane w 2004 r.

Poniżej podajemy (w porządku alfabetycznym) listę osób, które uzyskały stopnie doktora habilitowanego i doktora w zakresie nauk geograficznych w 2004 r. Listę, na podstawie materiałów pochodzących z poszczególnych placówek (uczelni i IGIPZ PAN), zainicjował Przewodniczący Komitetu Nauk Geograficznych PAN, prof. dr hab. Stanisław Liszewski. Zebrane przez KNG PAN materiały zostały opracowane w Redakcji Przeglądu Geograficznego. Podobną listę zamierzamy publikować corocznie, jeśli środowisko polskich geografów okaże się nią zainteresowane.

W odniesieniu do stopnia doktora podaje się placówkę i datę nadania stopnia. W przypadku doktora habilitowanego podaje się nazwiska i imiona osób (z ich afiliacją), którym stopnie zostały nadane przez stosowne Rady Wydziałów lub IGIPZ PAN w 2004 r. oraz w tym samym roku stopnie te zostały zatwierdzone przez Centralną Komisję ds. Stopni i Tytułu Naukowego. Nie zamieszczono natomiast nazwisk osób, których kolokwium habilitacyjne zakończone pomyślnym głosowaniem odbyło się w 2004 r., ale do końca tego roku nie nastąpiło zatwierdzenie stopnia.

L.K.

Tabela 1. Uzyskane w 2004 r. stopnie doktora habilitowanego nauk geograficznych

Imię i nazwisko, placówka	Tytuł pracy	Recenzenci	Miejsce nadania	Data	
				obrony	zatwierdzenia
Mariusz Kistowski, UG	<i>Regionalny model zrównoważonego rozwoju i ochrony środowiska Polski a strategię rozwoju województw</i>	prof. dr hab. A. Kowalczyk prof. dr hab. L. Kozacki dr hab. T. Paterka	UW	25.11.2003	25.10.2004
Roman Kulikowski, IGiPZ PAN	<i>Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa. Zastosowanie w badaniach geograficznych</i>	prof. dr hab. B. Głębocki prof. dr hab. Cz. Guzik prof. dr hab. W. Kamiński	IGiPZ PAN	25.02.2004	31.05.2004
Artur Magnuszewski, UW	<i>Systemy geoinformacyjne w badaniach ekohydrologicznych</i>	prof. dr hab. M. Zalewski prof. dr hab. Z. Mikulski dr hab. J. Cyberski, prof. UG prof. dr hab. E. Dowgiałło	UW	21.10.2003	23.02.2004
Katarzyna Ostaszewska, UW	<i>Geografia krajobrazu. Wybrane zagadnienia metodologiczne</i>	prof. dr hab. Z. Chojnicki prof. dr hab. A. Kostrowicki dr hab. M. Pietrzak, prof. AWF	UW	16.12.2003	28.06.2004
Piotr Werner, UW	<i>Geograficzne uwarunkowania rozwoju infrastruktury społeczeństwa informacyjnego w Polsce</i>	prof. dr hab. P. Korcelli dr hab. T. Strykiewicz, prof. UAM dr hab. A. Wieloński, prof. UW	UW	23.03.2004	29.11.2004

Tabela 2. Uzyskane w 2004 r. stopnie doktora

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Bogusława Baran-Zglobicka	<i>Badania krajobrazowe wybranych obszarów lessowych jako podstawa oceny możliwości wykorzystania terenu w procesie planowania przestrzennego</i>	prof. dr hab. M. Harasimiuk	prof. dr hab. A. Richling prof. dr hab. K. Wojciechowski	UMCS	6.10.2004
Arkadiusz Bartczak	<i>Wieloletnia zmienność odpływu z dorzecza Zgłowiączki</i>	dr hab. R. Glazik, prof. UMK	prof. dr hab. J. Drwał dr hab. M. Grześ, prof. UMK	UMK	17.12.2004
Magdalena Borowiak	<i>Hydrograficzne uwarunkowania cech chemicznych wód powierzchniowych delty Wisły</i>	prof. dr hab. J. Drwał	prof. dr hab. inż. P. Kowalik dr hab. J. Cyberski, prof. UG	UG	9.07.2004

Małgorzata Cichoń	<i>Zajęcia terenowe w edukacji regionalnej</i>	prof. dr hab. A. Kostrzewski	prof. dr hab. M. Pulinowa prof. dr hab. W. Stankowski	UAM	12.10.2004
Dariusz Ciszek	<i>Krótkotrwałe zmiany klimatyczne w czasie interglacjalu eemskiego na podstawie badań podatności magnetycznej osadów jeziornych</i>	dr hab. D. Krzyszkowski	prof. dr hab. K. Mamakowa dr hab. A. Ber	UWr.	5.11.2004
Waldemar Cudny	<i>Przemiany przestrzenne i funkcjonalne Tomaszowa Mazowieckiego w okresie transformacji ustrojowej</i>	dr hab. J. Jakóbczyk- Gryszkiewicz, prof. UŁ	prof. dr hab. S. Liszewski dr hab. E. Jakubowicz, prof. UWr.	UŁ	26.10.2004
Agnieszka Czajka- Kaczka	<i>Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły</i>	dr hab. A. Łajczak, prof. UŚ	dr hab. W. Florek, prof. PAP dr hab. T. Zieliński, prof. UŚ	UŚ	23.11.2004
Maciej Dąbski	<i>Analiza porównawcza gruntów strukturalnych i innych typów sortowania powierzchniowego w strefach marginalnych lodowców Flaa (SE Islandia) i Elizy (NW Spitsbergen)</i>	prof. dr hab. E. Dowgiałło	dr hab. M. Bogacki, prof. UW prof. dr hab. A. Kotarba	UW	24.02.2004
Robert Farcik	<i>Funkcja turystyczna strefy podmiejskiej Krakowa</i>	dr hab. W. Kurek	prof. dr hab. D. Ptaszycka- Jackowska prof. dr hab. J. Warszyńska	UJ	20.05.2004
Dorota Giriat	<i>Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na wybrane cechy teksturalne osadów korytowych</i>	prof. dr hab. E. Dowgiałło	dr hab. M. Bogacki, prof. UW dr hab. Z. Babiński, prof. AB	UW	23.03.2004
Elżbieta Gorczyca	<i>Rola procesów masowych w modelowaniu stoków dorzecza Łososiny podczas katastrofalnych opadów</i>	prof. dr hab. K. Krzemień	prof. dr hab. A. Kotarba doc. dr hab. L. Kaszowski	UJ	12.02.2004
Mariusz Grabiec	<i>Czynniki kształtujące pokrywę śnieżną na lodowcach Spitsbergenu</i>	prof. dr hab. J. Jania	prof. dr hab. M. Grześ, prof. dr hab. T. Niedźwiedź	UŚ	23.11.2004
Anna Grzanka	<i>Dynamika pokrywy śnieżnej w profilu Kraków-Kasprowy Wierch w okresach zimowych 1966/67 –1995/97</i>	prof. dr hab. T. Niedźwiedź	prof. dr hab. A. Woś dr hab. Z. Ustrnul, prof. UŚ	UŚ	20.01.2004
Arkadiusz Jaksa	<i>Zróźnicowanie środowisk akumulacji osadów kemowych w regionie łódzkim na podstawie analizy litofacjalnej</i>	dr hab. Z. Klajnert, prof. UŁ	prof. dr hab. T. Krzemiński dr hab. T. Zieliński, prof. UŚ	UŁ	15.07.2004
Beata Janczak- Kostecka	<i>Zmienność flor okrzemkowych Bałtyku południowego w holocenie, na podstawie analiz</i>	prof. dr hab. A. Witkowski	prof. dr hab. L. Burchard prof. dr hab. K. Borówka	UAM	9.03.2004

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Michał Jankowski	<i>wybranych profilów geologicznych osadów morskich i lagunowych Niziny Gardnieńsko-Lebskiej</i>	prof. dr hab. R. Bednarek	prof. dr hab. B. Nowaczyk dr hab. U. Pokojska, prof. UMK	UMK	30.01.2004
Ireneusz Jędrychowski	<i>Problematyka poligonów reszkowych w kartografii planistycznej</i>	dr hab. K. Trafas, prof. UJ	dr hab. T. Chrobak dr hab. M. Paszkowski	UJ	18.03.2004
Joalanta Kachnic	<i>Warunki hydrogeochemiczne w zlewniach Wdy i Mątawy</i>	prof. dr hab. A. Sadurski	prof. dr hab. J. Górski prof. dr hab. S. Krajewski	UMK	4.06.2004
Ewa Korcelli-Olejniczak	<i>Funkcje metropolitarne Berlina i Warszawy w latach 1990–2002. Współzależność pozycji w systemie miast Europy Środkowej</i>	prof. dr hab. G. Węclawowicz	prof. dr hab. R. Domański dr hab. M. Dutkowski, prof. USz.	IGiPZ PAN	16.06.2004
Tomasz Kossowski	<i>Struktura sieci transportowej regionu wielkopolskiego</i>	dr hab. W. Ratajczak, prof. UAM	prof. dr hab. M. Krzyśko doc. dr hab. Z. Taylor	UAM	22.06.2004
Małgorzata Krówczyńska	<i>Wykorzystywanie spektralnych i strukturalnych cech obiektów odzorowania na zdjęciach satelitarnych w kartowaniu użytkowania ziemi</i>	prof. dr hab. A. Ciolkosz	prof. dr hab. Olędzki dr hab. K. Trafas, prof. UJ	UW	15.06.2004
Robert Krzysztofik	<i>Rozmieszczenie miast i umiastowienie obszaru Polski w okresie od XIII do XX w.</i>	prof. dr hab. J. Tkocz	prof. dr hab. M. Koter prof. dr hab. W. Maik	UŚ	21.09.2004
Andrzej Kucharczyk	<i>Struktura przestrzenna północnej części Wielkopolski w okresie transformacji społeczno-ekonomicznej</i>	prof. dr hab. A. Jelonek	dr hab. D. Szymańska, prof. UMK doc. dr hab. Z. Górka	UJ	29.04.2004
Agnieszka Latocha	<i>Przemiany środowiska przyrodniczego w wybranych dolinach Sudetów Kłodzkich w warunkach antropopresji</i>	dr hab. P. Migoń, prof. UW.	prof. dr hab. K. Klimek dr hab. W. Hasiński	UWr.	19.11.2004
Mariusz Lamentowicz	<i>Geneza torfowisk naturalnych i seminaturalnych w nadleśnictwie Tuchola</i>	prof. dr hab. K. Tobolski	prof. dr hab. K. Szczepanek prof. dr hab. S. Żurek	UAM	22.06.2004
Maciej Lechowicz	<i>Uwarunkowania przyrodnicze położenia miast w ukraińskiej części Karpat od średniowiecza do czasów współczesnych</i>	dr hab. A. Gocłowski	dr hab. E. Rydz, prof. PAP prof. dr hab. E. Plit	UW	23.03.2004

Maciej Lenartowicz	<i>Modelowanie procesów hydrologicznych i geochemicznych w nizinnej zlewni bagiennej (na przykładzie zlewni Pożary)</i>	prof. dr hab. M. Gutry-Korycka	prof. dr hab. Z. Mikulski prof. dr hab. P. Kowalik	UW	26.10.2004
Wojciech Maciejowski	<i>Wpływ cech środowiska przyrodniczego na rozmieszczenie wybranych grup chrząszczy (Coleoptera) w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej</i>	dr hab. K. German, prof. UJ	dr hab. M. Pietrzak, prof. AWF prof. dr hab. B. Petryszak	UJ	1.07.2004
Barbara Mackiewicz	<i>Rynek nieruchomości niezabudowanych w Poznaniu i powiecie poznańskim w latach 1995–2000</i>	prof. dr hab. B. Głębocki	prof. dr hab. E. Kucharska-Stasiak dr hab. W. Ratajczak, prof. UAM	UAM	12.10.2004
Iwona Markuszewska	<i>Kształtowanie krajobrazu rolniczego Wysoczyzny Kaliskiej</i>	prof. dr hab. L. Kozacki	prof. dr hab. A. Richling dr hab. A. Mizgajski, prof. UAM	UAM	9.11.2004
Cezary Mądry	<i>Zmiany strukturalne i przestrzenne bezpośrednich inwestycji zagranicznych na Ukrainie</i>	prof. dr hab. H. Rogacki	prof. dr hab. B. Domański dr hab. T. Strykiewicz, prof. UAM	UAM	22.06.2004
Krzysztof Micun	<i>Geneza i rozwój rzeźby Kotliny Biebrzy Górnej</i>	prof. dr hab. H. Banaszuk	prof. dr hab. A. Czerwiński dr hab. M. Bogacki, prof. UW	UW	20.01.2004
Elżbieta Moskal	<i>Antropogeniczne przekształcenia środowiska w rolniczych enklawach północnej części Niziny Sandomierskiej</i>	prof. dr hab. M. Harasimiuk	dr hab. K. German, prof. UJ prof. dr hab. K. Wojciechowski	UMCS	7.04.2004
Paweł Motek	<i>Gospodarka finansowa samorządu terytorialnego w województwie wielkopolskim</i>	prof. dr hab. Z. Chojnicki	prof. dr hab. P. Swianiewicz dr hab. T. Strykiewicz, prof. UAM	UAM	9.11.2004
Jacek Petryszyn	<i>Instytucyjne podstawy ośrodków centralnych poziomu powiatowego w Polsce</i>	dr hab. A. Szajnowska-Wysocka, prof. UŚ	dr hab. D. Szymańska, prof. UMK dr hab. B. Kostrubiec, prof. UŚ	UŚ	20.01.2004
Maria Piech	<i>Przemiany funkcjonalne terenów przemysłowych Łodzi w latach 1988-1996 (w granicach kolei obwodowej)</i>	prof. dr hab. S. Liszewski	dr hab. S. Kaczmarek prof. dr hab. J. Parysek	UL	27.04.2004
Agnieszka Podstawczyńska	<i>Cechy solarne klimatu Łodzi</i>	prof. dr hab. K. Kłysik	prof. dr hab. K. Koźuchowski dr hab. M. Dubicka, prof. UWwr.	UL	25.05.2004
Lucyna Przybylska	<i>Kształtowanie przestrzeni sakralnej Gdyni w latach 1945–2002</i>	prof. dr hab. A. Jackowski	doc. dr hab. Z. Górka dr hab. M. Dutkowski, prof. USz.	UJ	14.10.2004
Andrzej Raczyk	<i>Nisze aktywności gospodarczej na Dobnym Śląsku</i>	dr hab. E. Jakubowicz, prof. UWwr.	prof. dr hab. J. Łoboda prof. dr hab. J. Parysek	UWr.	20.02.2004

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Jerzy Radomski	<i>Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zanieczyszczenia powietrza na Wyżynie Śląskiej</i>	dr hab. Z. Ustrnul, prof. UŚ	dr hab. Z. Olecki prof. dr hab. T. Niedźwiedź	UŚ	21.12.2004
Wojciech Rogala	<i>Paleogeograficzny rozwój Garbu Chetma na podstawie analizy osadów krasu kopalnego</i>	dr hab. P. Migoń, prof. UWwr.	prof. dr hab. E. Mycielska-Dowgiałło prof. dr hab. A. Grodzicki	UWr	10.12.2004
Sławomir Sitek	<i>Stykowość obszaru i jej wpływ na przebieg procesów społeczno-ekonomicznych na przykładzie południowej części województwa śląskiego</i>	dr hab. J. Runge, prof. UŚ	doc. dr hab. T. Siwek, prof. dr hab. J. Słodczyk	UŚ	18.05.2004
Marcin Słowik	<i>Procesy kształtujące koryto rzeczne na przykładzie dobnego odcinka Obry</i>	dr hab. Z. Młynarczyk, prof. UAM	prof. dr hab. W. Froehlich prof. dr hab. K. Rotnicki	UAM	8.06.2004
Wojciech Staszek	<i>Struktura funkcjonalna geosystemu młodoglacjalnego na przykładzie dorzecza Borucinki</i>	prof. dr hab. A. Richling	dr hab. K. German, prof. UJ dr hab. A. Rachocki, prof. UG	UG	21.05.2004
Iwona Szumacher	<i>Funkcje ekologiczne wybranych parków miejskich</i>	prof. dr hab. A. Richling	prof. dr hab. J. Makowski dr hab. Cz. Wysocki, prof. SGGW	UW	23.03.2004
Małgorzata Ślusarczyk-Jurek	<i>Zmiany natężenia i struktury bezrobocia w przestrzeni społeczno-gospodarczej województwa zachodniopomorskiego</i>	prof. dr hab. H. Rogacki	dr hab. E. Rydz, prof. PAP dr hab. M. Dutkowski, prof. USz.	USz.	23.09.2004
Jacek Tylkowski	<i>Uwarunkowania i zmienność sezonów morfogenetycznych zlewni górnej Parsęty</i>	prof. dr hab. A. Kostrzewski	prof. dr hab. W. Froehlich prof. dr hab. A. Woś	UAM	10.02.2004
Janusz Ustupski	<i>Przedsiębiorczość w turystyce Podhala</i>	dr hab. G. Praweńska-Skrzypek	dr hab. B. Górz dr hab. W. Kurek	UJ	25.03.2004
Anna Warych-Juras	<i>Migracje ludności w miastach Polski południowo-wschodniej w okresie transformacji systemowej</i>	prof. dr hab. A. Jelonek	dr hab. J. Runge, prof. UŚ doc. dr hab. Z. Górka	UJ	17.06.2004
Piotr Weckwerth	<i>Morfogeneza wybranych obszarów Kotliny Toruńskiej a problem jej roli w układzie hydrograficznym podczas górnego plenivistulianu</i>	prof. dr hab. E. Wiśniewski	prof. dr hab. Wł. Niewiadomski dr hab. Z. Klajnert, prof. UŁ	UMK	17.12.2004
Joanna Węclaw-Michniewska	<i>Suburbia w regionie podmiejskim Krakowa</i>	prof. dr hab. A. Jelonek	prof. dr hab. J. Słodczyk doc. dr hab. Z. Górka	UJ	27.05.2004
Agnieszka Wypych	<i>Zmienność wilgotności powietrza w Krakowie (1991–2000)</i>	prof. dr hab. J. Trepiańska	prof. dr hab. M. Hrakalfo-Horawska dr hab. Z. Ustrnul, prof. UŚ	UJ	19.12.2004

Symposium European Commission Global Change Research: International Partnership

Bruksela, 6–7 V 2004 r.

Symposium zorganizowane przez Komisję Europejską (EC) było poświęcone zacieśnianiu współpracy między agendami Komisji Europejskiej a programami międzynarodowymi skupionymi w Earth System Science Partnership (ESSP) obejmującymi Programy: Geosfery – Biosfery (IGBP), Antropogenicznych Aspektów Zmian Globalnych (IHDP), Bioróżnorodności (DIVERSITAS) i Badań Zmian Klimatu (WCBP). W symposiumie uczestniczyło ponad 60 zaproszonych osób. O wadze omawianej problematyki świadczy otwarcie symposiumu przez ministra (*commissioner*) Philippe'a Busquin i czynny udział w konferencji M. Jarranda, sekretarza generalnego WMO, R.K. Pachauri – przewodniczącego międzynarodowego programu zmian klimatu (IPCC), G. Brasseur, przewodniczącego ESSP, W. Steffena – przewodniczącego IGBP i przedstawicieli innych programów. Największą grupę wśród uczestników stanowili koordynatorzy byłych i aktualnych tematów programów ramowych EC. Z krajów, które ostatnio weszły do Wspólnoty Europejskiej, wskutek późnego zaproszenia uczestniczyli tylko jeden Estończyk i jeden Polak.

Głównym celem spotkania było przygotowanie do VII programu ramowego założeń wspólnego skoordynowanego programu badań Global Change w skali światowej z udziałem Wspólnoty Europejskiej.

Obrazy odbywały się w budynku Belgijskiej Akademii Nauk. Prowadzącymi cały program symposiumu byli: odpowiedzialny za problematykę zmian globalnych Anver Ghazi i dyrektor programów naukowych EC Pierre Valette.

Symposium obejmowało wprowadzenie i dwa główne bloki referatów:

1. Europejskie badania zmian globalnych;
2. Drogi i sposoby wdrażania współpracy między Komisją Europejską a Earth System Science Partnership (ESSP).

We wprowadzeniu minister Busquin podkreślił rolę Unii Europejskiej we współpracy międzynarodowej w programach i potrzebę zacieśniania współdziałań. Kolejni mówcy – M. Jarrand i R.K. Pachauri zwracali uwagę na zagadnienia priorytetowe, takie jak wzrost temperatury i częstości katastrof i ich skutki społeczno-gospodarcze. G. Brasseur omówił cztery programy wchodzące w skład ESSP, ich komplementarność i potrzebę współdziałania w budowaniu modelu klimatycznego, wprowadzaniu problematyki społeczno-ekonomicznej i prognozowaniu zmian.

Pierwszy blok referatów przedstawił problematykę badań ukończonych lub prowadzonych w ramach programów Unii Europejskiej. O programach prognozowania zmian klimatu mówili D. Griggs i S. Rahmstorf. Pierwszy prezentował program ENSEMBLE zwracając uwagę na różne modele zmian, podkreślając potrzebę uszczegółowienia baz danych i maksymalnego wykorzystania wyników. Drugi skoncentrował się na możliwości prognozowania gwałtownych zmian klimatu, które trudno przewidzieć i których efekty mogą spowodować nieodwracalne zmiany w środowisku.

Badania dotyczące obiegu węgla w przyrodzie prezentowano w dwóch kolejnych referatach. Obieg węgla w ekosystemach lądowych Europy przedstawił J. Janssons. Badania prowadziło 70 zespołów w 100 wybranych ekosystemach. Rozpoznano drogi pochłaniania

nadwyżek CO₂ i drogi ograniczania źródeł emisji przez torfowiska i pola uprawne. Równoległy program „Węgiel i energia” referowany przez D. Lalasa koncentrował się na prognozowaniu zmian źródeł energii i na sposobach ograniczania emisji.

W grupie tematycznej różnorodność biologiczna i użytkowanie ziemi C. Heip mówiła o europejskich badaniach ekosystemów morskich, które podlegają różnym rodzajom antropopresji. Prowadzi to do wymierania wielu gatunków lub na odwrót – do ich gwałtownej ekspansji. K. Helming prezentowała europejskie badania zmian użytkowania w programie „Sensor”, które mają różnorodne przyczyny, przeważnie gospodarcze, ale również demograficzne i klimatyczne. W badaniach tych uczestniczą także zespoły polskie.

Tematyka relacji zmiany klimatu i obiegu wody była obecna w dwóch wystąpieniach. P. Kabat mówił o gospodarce wodnej w kontekście zmienności klimatycznej i globalnych zmian klimatu (programu „Newater”), podkreślając szczególnie spadek retencji wody. Ch. Kisby przedstawił zagrożenie powodzi i susz w świetle zmian w ostatnim stuleciu i prognostycznych modeli opracowywanych w programie „Swurve”.

Ostatnia grupa tematyczna dotyczyła strategii przeciwdziałania lub adaptacji do zmian klimatu. O różnych możliwościach dostosowania się do postępujących zmian klimatu mówił J. Schnellhuber, natomiast J. Gupta w emocjonalnym wystąpieniu starała się wykazać, że uczeni europejscy – dotychczas przewodzący w badaniach zmian klimatu – dzięki potencjałowi naukowemu i technicznemu powinni tę pozycję utrzymać.

W czasie uroczystej kolacji prof. P. Crutzen, laureat nagrody Nobla z dziedziny chemii, wygłosił referat pt. *Chemizm atmosfery w antropocenie*, prezentując stan badań zmian składu atmosfery w ostatnich 200 latach.

Drugi blok tematyczny dotyczący programu współpracy EC-ESSP i instrumentów organizacji tej współpracy rozpoczęło wprowadzenie P. Valette i W. Steffena poświęcone sukcesom i niedociągnięciom w dotychczasowej współpracy. Interesowały je trzy przykłady programów europejskich. W programie „Carboeurope” prezentowanym przez P. Claisa brało udział około 500 uczonych, którzy badali oceaniczne i roślinne źródła magazynowania nadwyżek węgla. Obieg węgla analizowano w ciągu 20 lat, prowadząc badania daleko wykraczające poza Europę. G. Komen przedstawił równoległe prowadzone badania nad zmianami klimatu w programie „Euroclivar”. Kolejny program TERI omówiony przez S. Struwe koncentrował się na badaniu ekosystemów lądowych i opierał się na sieci przekrojów przez Europę, badanych przez zespoły uczonych, także zaangażowanych w IGBP.

Potem kolejno występowali „sprawozdawcy” z sesji poprzednich (pierwszego bloku), którzy poruszali najistotniejsze, omawiane uprzednio kwestie. Jedną z powtarzających się spraw była potrzeba zorganizowania w Europie sieci stale pracujących obserwatoriów – stacji o bardzo szerokim profilu badań. Do pilnych problemów zaliczono również zacieśnianie współpracy z organizacjami narodowymi (państwowymi) i z naukami społecznymi.

W grupie tematycznej „Instrumenty i sposoby wdrażania współpracy Komisji Europejskiej z programami światowymi” były trzy wypowiedzi. U. Svedin w imieniu grupy agencji sponsorujących badania (IGFA) zakreślił sposoby włączania różnych agencji do wdrażania wyników badań naukowych, a W. Steffen, przewodniczący IGBP, mówił o wzajemnych relacjach programów i korzyściach płynących ze współpracy. Uczeni europejscy prowadzą badania w różnych regionach świata i są dobrze zorganizowani. Z drugiej strony programy światowe stwarzają szerokie tło do badań prowadzonych w Europie.

W końcu A. Ghazi przedstawił do dyskusji perspektywę współpracy opartej na 6 punktach – wytycznych do VII programu ramowego badań Unii Europejskiej. Obejmują one współzawodnictwo przez organizację European Research Agency i konferencji tzw. Earth Observation Summit, wspieranie szkolenia i wymiany badaczy, organizację sieci badawczej i koordynację programów narodowych i regionalnych.

P. Valette mówił o roli równoległych sieci obserwacji satelitarnych i obserwacji naziemnych w ramach programu GEO (Group on Earth Observation).

Na zakończenie odbyła się dyskusja panelowa na temat przyszłych planów współpracy połączona z przyjęciem wspólnego oświadczenia w formie zaleceń. Podkreślano w niej potrzebę opracowania zasad współpracy zarówno w ramach samej Europy jak i programów globalnych.

W przyjętym projekcie wspólnych zaleceń znalazło się łącznie 8 punktów (po poprawkach dodano dwa dodatkowe).

1. Uczestnicy popierają potrzebę utrzymania przewodniej roli Europy w kilku obszarach nauki o systemie ziemskim (ESS), które rozwinęły się m.in. dzięki badaniom wspieranym przez Unię Europejską. Wyniki tych badań mają wielkie znaczenie dla programów globalnych (ESSP).

2. Ścisła współpraca Unii Europejskiej i międzynarodowych programów (ESSP) jest istotna zarówno dla wkładu w badanie zmian klimatu i inne programy globalne, jak też dla rozwoju europejskiego obszaru badań (ERA). Istniejące mechanizmy stanowią dobrą bazę do wdrożenia takiej współpracy.

3. Niezbędne jest większe zaangażowanie i udział krajów rozwijających się w programach europejskich dotyczących systemu ziemskiego.

4. Europa we współpracy z ESSP, wykorzystując swój potencjał badawczy i przewodnią rolę powinna zapewnić wkład naukowy w Globalny System Obserwacji Ziemskich (GEOSS).

5. Należy zapewnić wykorzystanie wyników badań zmian globalnych w innych dziedzinach, takich jak technologia środowiskowa, ocena wpływu na zrównoważony rozwój, zrównoważone zarządzanie. Program przyszłych badań zmian globalnych powinien również uwzględniać potrzeby tych dziedzin.

6. Trzeba rozwinąć działalność badawczą nad zmianami globalnymi jako składnikiem zrównoważonego rozwoju, do czego zobowiązali się przewodniczący europejskich delegacji na światowym szczycie w Johannesburgu w 2002 r.

7. Obszar nauki o zmianach globalnych w skali zarówno europejskiej jak i światowej jest dobrym terenem do łączenia wytycznych do VII programu ramowego Unii. Także w tym kontekście należy rozważyć rolę Europejskiego Komitetu Badań (ERC) w rozwoju badań podstawowych. Tematyka badań globalnych może być obszarem testowym do współdziałania kontynuowanych nadal i nowych kierunków badań. Tematy te należy przedyskutować, kiedy tylko nowe perspektywy badań będą przygotowane (maj 2004).

8. Należy ustalić zasady konsultacji między Unią, Europejską Fundacją Nauki i ESSP na temat integracji badań o tematyce globalnej w Europie. Szczególnie trzeba zwrócić uwagę na zastosowanie konkretnych projektów i działania, które je integrują.

Dodatkowo zwrócono uwagę, że Wspólnota Europejska powinna utworzyć ośrodek koordynujący badania europejskie nad modelowaniem systemu globalnego. Należy również rozważyć udział Wspólnoty w systemach obserwacyjnych Ziemi i zorganizować kolejny szczyt nauki o systemie ziemskim.

Spotkanie w Brukseli miało charakter narady roboczej. Podsumowało dotychczasowe badania europejskie i określiło kierunki współpracy różnych programów badawczych w kierunku rozwoju nauki o systemie ziemskim, a także racjonalnego wykorzystania wyników tych badań do rozwoju społeczno-gospodarczego.

W problematyce nauki o systemie ziemskim otwiera się nowe pole rozwoju nauk geograficznych. Jest tylko pytanie, czy jesteśmy przygotowani, by podjąć to wyzwanie.

Leszek Starkel
IGiPZ PAN, Kraków

Konferencja europejska „Paleoklimat – ograniczenie niepewności”

Utrecht, 6–9 VII 2004 r.

W dniach 6–9 lipca 2004 r. odbyła się na Uniwersytecie w Utrechcie konferencja poświęcona postępowi i zwiększeniu wiarygodności badań paleoklimatycznych, które stanowią jeden z kierunków badawczych istotnych dla zrozumienia mechanizmów współczesnych zmian środowiska. Konferencja została przygotowana przez Wydział I – Środowisko – Komisji Europejskiej, kierowany przez A. Ghaziego, który powołał zespół ds. programu konferencji, w skład którego weszli N. Shackleton (Wlk. Brytania), A. Berger (Belgia), H. von Storch (Niemcy), K. Briffa (Wlk. Brytania), J. Oerlemans (Holandia), D. Raynaud (Francja) i L. Starkel (Polska). Organizatorem był Ośrodek Nauk o Ziemi Uniwersytetu w Utrechcie.

Wybrano 7 tematów, którym były poświęcone półdniowe sesje. Każda sesja miała swego opiekuna, który przewodniczył dyskusji. Po dwóch referatach (zamawianych) odbywała się dyskusja i sesja posterowa. W konferencji uczestniczyło blisko 110 osób z kilkunastu krajów europejskich i USA, w tym 5 osób z Polski.

Temat pierwszy prowadzony przez C. Waelbroecka (Francja) dotyczył obiegu wód oceanicznych w holocenie. Referenci (T. Stocker, Szwajcaria i G. Reverdin, Francja) zaprezentowali modele zmian cyrkulacji termohalinowej w okresie holocenu i ostatniego glacjału, mające istotny wpływ na wahania klimatu. Podkreślono potrzebę głębszego zbadania mechanizmów gwałtownych zmian.

Drugą sesję, kierowaną przez J. Oerlemansa (Holandia) poświęcono kwestii, czy nastąpi całkowite stopienie łądolodów Grenlandii i Antarktydy. J. Oerlemans zaprezentował wyniki analiz historycznych zmian lodowców górskich świata i Grenlandii stwierdzając wyraźny trend do deglacjacji, zróżnicowany przestrzennie. J.L. Bamber (Wlk. Brytania) analizując bilans mas łądolodów pokazał, że zmiany mogą postępować gwałtownie, wpływając na temperaturę i obieg wody w oceanach.

Sesję nt. częstości zdarzeń ekstremalnych w ostatnich tysiącleciach z uwzględnieniem wpływu człowieka prowadził L. Starkel, zwracając uwagę na występowanie w holocenie faz o różnej częstotliwości zdarzeń. R. Brazdil (Czechy) przedstawił wahania zdarzeń ekstremalnych w ostatnim tysiącleciu w Europie Środkowej i ich wpływ na gospodarkę. G. Benito (Hiszpania) z kolei wykazał związek częstości występowania powodzi ze zmianami klimatu. Zagadnieniom tym, a szczególnie grupowaniem zdarzeń w krótkich interwałach czasowych, należałoby poświęcić więcej uwagi.

Temat obiegu węgla w przyrodzie w przeszłości był koordynowany przez J. Bijma (Niemcy). H. Fischer i P Köhler (Niemcy) omówili zmiany w obiegu węgla, reagujące z pewnym opóźnieniem w stosunku do zmian klimatu. Istnieją różne hipotezy na temat, co decyduje o wahaniach CO₂ – zmiany fizyczne, biologiczne i wiązanie CO₂ przez węglany. B. Anderson (USA) przedstawił koncepcję pochłaniania CO₂ w glacialach przez organizmy oceaniczne i depozycji węglanów. Wymaga ona potwierdzenia przez dalsze badania.

Kolejna sesja była poświęcona zmianom metanu w cyklu glacialno-interglacialnym (koordynator J. Chappelaz z Francji). S. Harrison (Wlk. Brytania) omówiła modele zmian produkcji CH₄ w warunkach naturalnych związane z rozprzestrzenieniem bagien, zbiorowisk leśnych i występowaniem pożarów. J. Kennet (USA) zaprezentował interesującą hipotezę wiązania pochodzenia metanu z ekshalacjami na dnie oceanów. W dyskusji zwrócono uwagę na gwałtowne zmiany zawartości metanu, które mogą mieć również związek z deglacją i topnieniem zmarzliny.

Szоста sesja prowadzona przez D. Raynauda (Francja) koncentrowała się na porównaniu sekwencji zmian klimatu w interglacialach i w holocenie. V. Masson-Delmotte (Francja) przedstawiła modele zmian klimatu w holocenie, podkreślając potrzebę lepszego poznania mechanizmów tych zmian. Klimat przyszłości zależy od tego, czy dojdzie do destabilizacji kriosfery czyli stopnienia lądolodu. J. Mac Manus (USA) skoncentrował się na zagadnieniu amplitudy, czasu trwania i stabilności klimatu w interglacialach. Najbardziej zbliżonym do holocenu był klimat 11. piętra tlenowego, również gdy chodzi o zmiany orbitalne i insolację.

Ostatnim omawianym zagadnieniem było średniowieczne ocieplenie klimatu na tle okresów sąsiednich – sesję prowadził K. Briffa (Wlk. Brytania). T.J. Osborn (Wlk. Brytania) przedstawił rekonstrukcję klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu, wykazując stałą tendencję do ochładzania i dużą złożoność średniowiecznego ocieplenia, związaną z czynnikami orbitalnymi, solarnymi, wulkanizmem i ingerencją człowieka. Z kolei H. Goosse (Belgia) analizował bliżej przyczyny zmienności i wyraził pogląd, że ocieplenie średniowieczne miało zasięg globalny, aczkolwiek na półkuli południowej było wyraźnie opóźnione.

Konferencja w Utrechcie wykazała olbrzymi postęp w badaniach nad paleoklimatem i wyraźną przewagę badań modelowych nad interpretacją danych wyjściowych. Wskazała też na potrzebę zwiększenia liczby stanowisk reperowych, i zwiększenia precyzji datowania. Równocześnie pokazała, jak pomocne mogą być dane paleoklimatyczne przy budowaniu prognoz globalnych zmian klimatu.

Leszek Starkel
IGiPZ PAN, Kraków

Kongres EUROSIL 2004

Freiburg, 4 – 12 IX 2004 r.

W EUROSIL jest nowym europejskim kongresem z zakresu nauk o glebie Międzynarodowej Unii Gleboznawczej (IUSS), który po raz pierwszy zorganizowano w Reading, (Wielka Brytania) w 2000 r. W dniach od 4 do 12 września 2004 r. odbył się drugi tego typu kongres – we Freiburg (Niemcy). Uczestniczyło w nim około 1100 naukowców

z ponad 65 krajów wszystkich kontynentów. Program kongresu realizowano w 25 tematycznych sympozjach, składających się z 29 zamówionych referatów wprowadzających oraz 433 referatów zgłoszonych przez uczestników. W równolegle przebiegającej sesji posterowej podzielonej na cztery grupy tematyczne, przedstawiono 516 plakatów. Główna tematyka kongresu związana była z rozwojem poglądów na genezę niektórych typów gleb, wskazaniem roli i funkcji pokrywy glebowej w środowisku geograficznym, jej wartości wskaźnikowej w ocenie stanu sanitarnego środowiska oraz procesów zachodzących w krajobrazie.

Ważnym wydarzeniem kongresu było również specjalne jednodniowe sympozjum poświęcone międzynarodowej polityce glebowej, w którym przedstawiono koncepcje nowych mechanizmów zrównoważonego zarządzania pokrywą glebową w systemie środowiska geograficznego. Sympozjum przygotowała Grupa Robocza Międzynarodowej Polityki Glebowej (IASUS) działająca w ramach Międzynarodowej Unii Gleboznawczej we współpracy z Niemieckim Zespołem Doradców ds. Zmian Globalnych (WBGU). Po wstępnym referacie dotyczącym wdrożenia Światowej Agendy Glebowej IUSS przyjętej w roku 2002, specjaliści z wymienionych organizacji przedstawili 10 referatów, w których omówiono rolę nauki i międzynarodowych doświadczeń w kreowaniu kierunków działań mających na celu zrównoważone zarządzanie pokrywą glebową oraz strategię jego rozwoju. Wystąpienia podsumowano w panelowej dyskusji, w czasie której dokonano oceny stanu realizacji międzynarodowych przedsięwzięć zarówno naukowych jak i politycznych, identyfikacji potencjału zasobów naturalnych środowiska ze szczególnym uwzględnieniem potencjału glebowego, a także wskazano działania optymalizujące wykorzystywanie zasobów glebowych poprzez lepszą współpracę naukowców i polityków. Wyniki dyskusji potraktowano jako podstawę memorandum, które zostanie przedstawione w 2006 r. na Kongresie IUSS w Filadelfii, a odniesie się do konkretnej inicjatywy europejskiej społeczności gleboznawców i geografów dotyczącej zrównoważonego użytkowania gleb w skali globalnej.

Doskonale przygotowanym organizacyjnie i merytorycznie uzupełnieniem Kongresu były 3 wycieczki dwudniowe, 4 jednodniowe i 6 półdniowych, na temat „Gleby w zróżnicowanym krajobrazie regionów górskich i podgórszych”, które odbyły się na terenie Czarnego Lasu, Wogezów i Doliny Renu.

Bardzo ważnym wydarzeniem jakie miało miejsce w czasie kongresu było powołanie Europejskiej Konfederacji Towarzystw Gleboznawczych (European Confederation of Soil Science Societies – ECSSS). Inicjatorem przedsięwzięcia był prof. E.K. Blum z Uniwersytetu Kultury Gleby w Wiedniu. W zebraniu inauguracyjnym uczestniczyli przedstawiciele z 20 państw (Austrii, Belgii, Chorwacji, Czech, Danii, Estonii, Finlandii, Francji, Gruzji, Litwy, Łotwy, Niemiec, Polski, Rumunii, Rosji, Słowacji, Szwajcarii, Ukrainy i Wielkiej Brytanii i Włoch). Konieczność utworzenia konfederacji wynikała z kilku przesłanek, w tym podjęcia przez Unię Europejską w 2002 r. prac nad nową strategią ochrony gleb. Powstanie Konfederacji umożliwi również bezpośrednie reprezentowanie środowiska naukowego zajmującego się badaniem pokrywy glebowej w Generalnych Dyrekcjach Komisji Europejskiej. Oprócz tego, celem jej działania będzie wspieranie wszystkich kierunków badawczych pokrywy glebowej, a następnie wykorzystanie ich wyników w praktyce, zarówno na poziomie planistycznym, decyzyjnym, jak i wdrożeniowym.

W zakończeniu informacji należy podkreślić, że udział polskiego środowiska naukowego w Kongresie EUROSIL 2004 był widoczny. Uczestniczyło w nim ponad 30 osób

z 14 instytucji naukowych w Polsce, m.in. z Warszawy, Krakowa, Lublina, Bydgoszczy, Kielc, Opola, Wrocławia i Zabrza. W sumie Polacy wygłosili 12 referatów i zaprezentowali 23 postery.

Następny Kongres EUROSOL odbędzie się w Wiedniu w 2008 r. Jego przygotowaniem zajmie się Austriackie Towarzystwo Gleboznawcze we współpracy z Towarzystwami Gleboznawczymi Czech, Słowacji, Węgier, Chorwacji, Słowenii i Szwajcarii.

Marek Degórski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

Alojzy Kowalkowski

Europejski Instytut Kształcenia Podyplomowego, Kielce

II Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Mała retencja jako element poprawy zasobów wodnych”

Wrocław, 16–17 XI 2004 r.

W dniach 16 i 17 listopada 2004 r. odbyła się we Wrocławiu konferencja naukowa, której głównymi organizatorami były Polskie Towarzystwo Geofizyczne (Zarząd Główny i Oddział we Wrocławiu), Akademia Rolnicza we Wrocławiu oraz Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Oddział we Wrocławiu). Obrady, w których uczestniczyło około 70 naukowców, odbywały się w gmachu Wydziału Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji AR oraz w Centrum Kształcenia Ustawicznego AR w Pawłowicach. Referenci reprezentowali 1 zagraniczny i 15 krajowych ośrodków naukowych oraz 3 jednostki zarządzające gospodarką wodną. Podczas czterech sesji wygłoszono 40 referatów i zaprezentowano 1 poster.

W latach sześćdziesiątych XX wieku prof. Zbigniew Dziewoński wprowadził pojęcie „mała retencja”, oznaczające zasoby wodne zgromadzone w zbiornikach wodnych o pojemności poniżej 5 mln m³. Początkowo używano go w zasadzie wyłącznie przy wskazywaniu potrzeby budowy małych, rolniczych zbiorników wodnych. Od lat 1970. problemy małej retencji były jednym z głównych nurtów badawczych hydrologów z Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Tu też w czerwcu 1996 r. odbyła się pierwsza konferencja dotycząca małej retencji. Obecnie poprzez „małą retencję” rozumie się cały kompleks działań zmierzających do zwiększenia zdolności retencyjnych zlewni.

Konferencję otworzyli krótkimi wystąpieniami Prezes Zarządu Głównego Polskiego Towarzystwa Geofizycznego – doc. Alfred Dubicki, Dziekan Wydziału Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji AR – prof. Andrzej Drabiński oraz Dyrektor Instytutu Inżynierii Środowiska AR – prof. Stanisław Czaban.

Organizatorzy zgrupowali referaty w czterech sesjach plenarnych:

1. Podstawy meteorologiczne, hydrologiczne i hydrogeologiczne kształtowania zasobów wodnych w zlewniach (prowadzący: prof. L. Radczuk);

2. Formy małej retencji i jej oddziaływanie na środowisko oraz na jakościowy i ilościowy bilans wodny (prowadzący: prof. W. Mioduszecki);

3. Kierunki działań przyrodniczych i technicznych w kształtowaniu małej retencji (prowadzący: prof. S. Kostrzewa);

4. Projektowanie, budowa i eksploatacja obiektów małej retencji, ocena celowości, potrzeb i efektów (prowadzący: prof. W. Czamara).

Konferencję otworzył referat W. Mioduszewskiego (IMUZ Falenty), w którym autor wprowadził uczestników konferencji w tematykę małej retencji. Dokonał przeglądu definicji, a także rodzajów i form małej retencji. Zwrócił też uwagę, że oprócz magazynowania wody celem małej retencji jest również oczyszczanie wód przy wykorzystaniu właściwości zlewni oraz regulacja transportu rumowiska.

W kolejnych referatach zaprezentowane zostały potencjalne możliwości zwiększenia zasobów wodnych poprzez różne formy retencji. J. Jańczak z zespołem (IMiGW Poznań) ocenił teoretyczne możliwości zwiększenia retencji poprzez podpiętrzanie kilkuset polskich jezior. Autorzy zwrócili jednocześnie uwagę na możliwość pogorszenia jakości wody podpiętrzanych jezior. D. Brykała (IGiPZ PAN Toruń) oszacował ilość wody możliwej do zretencjonowania poprzez odtworzenie budowli piętrzących na małych rzekach. W powstałych zbiornikach teoretycznie można by uzyskać retencję około 250–300 mln m³. Również małe zbiorniki wodne, tyle że pochodzenia naturalnego – śródpolne oczka – były z kolei tematem referatu R. Juszczyka i J. Leśnego (AR Poznań). Ich wykorzystanie do retencji wody odprowadzanej obecnie przez sieć drenarską pozwoliłoby na przyrost retencji o około 150%.

Z. Kowalewski (IMUZ Falenty) omówił plany i stan realizacji programów małej retencji w Polsce. W ciągu 7 lat w największym stopniu plany zostały zrealizowane w przypadku obiektów retencjonujących wodę w korycie (około 45%), natomiast w najmniejszym stopniu zrealizowano plany budowy zbiorników wodnych i stawów rybnych (niecałe 7%). W latach 1997–2003 realizacja programów małej retencji pozwoliła na zmagazynowanie około 105 mln m³ wody. W skali regionalnej (dla części woj. kujawsko-pomorskiego) to zagadnienie przedstawiła W. Kasperska-Wołowicz (IMUZ Bydgoszcz).

Budowa przepływowych zbiorników retencyjnych jest najbardziej kosztowną formą małej retencji. Zasady pozyskiwania oraz udział środków z funduszy krajowych i środków UE w finansowaniu budowy obiektów małej retencji omówili w swoich referatach M. Sitek (NFOŚiGW Warszawa) oraz A. Tiukało (Akademia Polonijna w Częstochowie) i B. Nowak (Politechnika Wrocławska).

Obszerną grupę tematyczną stanowiły referaty omawiające wpływ zlewni użytkowanych rolniczo na jakość zasobów wodnych zgromadzonych w zbiornikach retencyjnych (np. M. Patro – AR Lublin, J. Lisowska-Dąbrowska – AR Wrocław oraz W. Czamara – AR Wrocław i M. Wiatkowski – Uniwersytet Opolski). Z kolei referat T. Molendy (UŚ) wskazywał na możliwość wykorzystania obiektów małej retencji do renaturyzacji małych rzek w obszarach zurbanizowanych. Jednak, jak wskazuje A.T. Jankowski z zespołem (UŚ), istniejące zbiorniki wodne w regionie górnośląskim często są włączone do cyklu produkcyjnego zakładów przemysłowych, co wyklucza ich przydatność do celów małej retencji.

Nowym kierunkiem w ramach małej retencji, ale w mikroskali, jest tzw. „bioretencja”, czyli wykorzystanie roślin do zatrzymywania wody opadowej – zwłaszcza w terenach zurbanizowanych. Strategia bioretencji LID (*Low Impact Development*) jest coraz szerzej realizowana w krajach Europy Zachodniej i w USA. Przykłady takich rozwiązań zaprezentowali w swoich referatach E. Kozłowska i M. Goździk (oboje AR Wrocław).

Nowością jest stosowanie specjalnych materiałów przechwytyjących wodę wsiąkającą w podłoże i „magazynowanie” jej na potrzeby roślinności. Wyniki takich badań nad prototypem geokompozytu sorbującego wodę SAP przedstawił H. Orzeszyna z zespołem (AR Wrocław). Wyniki tych badań mogą znaleźć duże zastosowanie np. przy utrzymywaniu roślinności na wałach przeciwpowodziowych.

W dyskusji zwrócono uwagę, iż termin „mała retencja” występuje tylko w polskiej literaturze i w zasadzie nie ma swego odpowiednika w obcych językach. Dotychczas nie ujednolicono również terminologii dotyczącej obiektów małej retencji. W zamysle Z. Dzięwońskiego, który stworzył termin „mała retencja”, miał on oznaczać małe rolnicze zbiorniki wodne, zaprojektowane i wybudowane w celach gospodarczych. Tymczasem obecnie poglądy na temat małej retencji nie dość że obejmują znacznie szerszy zakres (nie tylko sztuczne zbiorniki wodne), ale nie wiąże się ich również z gospodarką wodną. Jest ona możliwa, tak jak to przedstawił np. B. Więzik (ATH Bielsko-Biała) w celu zagwarantowania zasobów dyspozycyjnych na ujęciach wody. Jednak głównym celem małej retencji jest wstrzymanie odpływu i poprawienie warunków dla rolnictwa. Podkreślono także konieczność wykonywania ocen porealizacyjnych obiektów małej retencji (referat W. Czamary – AR Wrocław).

Dariusz Brykała
IGiPZ PAN, Toruń

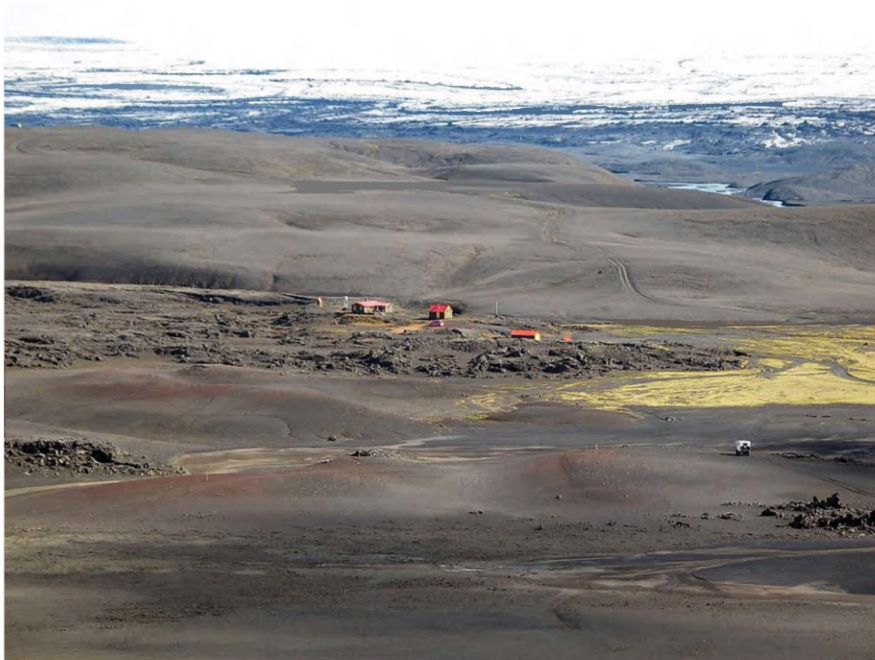
Piąta wyprawa badawcza toruńskich geomorfologów na Islandię

lato 2004 r.

W dniach od 23 lipca do 6 września 2004 r. grupa naukowców, pracowników Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, uczestniczyła w kolejnej, piątej wyprawie badawczej na Islandię. Uczestnikami wyprawy byli: prof. UMK Leon Andrzejewski – kierownik wyprawy, dr Paweł Molewski i dr Jacek Szymańda z Zakładu Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu oraz dr Małgorzata Luc z Zakładu Teledetekcji i Kartografii. Badania były realizowane w ramach trzyletniego projektu pt. „Retrodykcja procesów glacialnych zachodniej części strefy marginalnej Vatnajökull (Islandia) z zastosowaniem analiz teledetekcyjnych i GIS”, finansowanego przez Ministerstwo Nauki (projekt nr 2 P04E 045 26).

Projekt dotyczy procesów glacialnych strefy marginalnej Vatnajökull (Islandia) – trzeciej co do wielkości po Antarktydzie i Grenlandii, czaszy lodowej świata o powierzchni ponad 8300 km². Retrodykcja tych procesów, związanych zarówno z charakterem jak i dynamiką lodowców oraz ich wód roztopowych jest obecnie jednym z ważniejszych problemów geologii i geomorfologii glacialnej. Estymacja parametrów tych zjawisk w obszarach współcześnie zlodowaconych ma istotne znaczenie w rekonstrukcji i modelowaniu przebiegu procesów glacialnych na obszarach zlodowaceń plejstoceńskich.

Obszar realizowanych badań obejmuje część zachodniej strefy marginalnej Vatnajökull, tj. przedpola czoł dwóch lobów lodowcowych: Tungnaárjökull i Skaftárjökull. Wybór obszaru badań jest rezultatem dotychczasowych doświadczeń toruńskich geomorfologów, związanych z badaniami prowadzonymi w latach 1993–1997 pod kierunkiem prof. Edwarda Wiśniewskiego w kilku strefach marginalnych lodowców islandzkich



Fot. 1. Baza glaciologów islandzkich „Jökulheimar” na przedpolu Tungnaárjökull



Fot. 2. Obóz w północnej części przedpola Tungnaárjökull
u stóp masywu wulkanicznego

(m.in. na podstawie kartowania terenowego wykonano wówczas mapę przedpola Tungnaárjökull). Wynika także z faktu, że przedpola wymienionych lodowców odznaczają się wybitną dyferencjacją mechanizmów formowania poszczególnych fragmentów ich stref marginalnych.

Wyprawa wyruszyła samochodem z Torunia 23 lipca 2004 r., aby dnia następnego drogą morską, z duńskiego portu w Hanstholm, wypłynąć na Islandię. Po drodze uczestnicy wyprawy spędzili dwa dni na Wyspach Owczych, poświęcając je nie tylko na zwiedzanie, lecz również na obserwacje śladów glacialnej i peryglacialnej transformacji rzeźby. 29 lipca wyprawa dopłynęła do portu w Seydisfjörður położonego na wschodnim wybrzeżu Islandii, a stąd po przebyciu tego samego dnia 700 km dotarła do stolicy kraju – Reykjavíku. Tu uczestnicy wyprawy spędzili kolejne dwa dni. Czas ten poświęcono na odnowienie starych i nawiązanie nowych kontaktów naukowych z pracownikami Instytutu Naukowego Uniwersytetu w Reykjavíku, m.in. z czołowym glaciologiem islandzkim prof. Helgi Björnssonem, który przekazał członkom wyprawy cenne materiały teledetekcyjne oraz najnowsze publikacje dotyczące zaplanowanego obszaru badań. Ponadto zakupiono niezbędne materiały kartograficzne, zdjęcia lotnicze i żywność.

Pierwszego sierpnia wyprawa ruszyła na zaplanowany obszar badań na przedpolu Tungnaárjökull. W czasie pobytu na przedpolu lodowca uczestnicy wyprawy mieszkali, dzięki uprzejmości Zarządu Islandzkiego Towarzystwa Glaciologicznego, w bazie glaciologów islandzkich – Jökulheimar (fot. 1). W pierwszych dniach pobytu dokonano kilku rekonesansów, aby ocenić warunki terenowe oraz wyznaczyć obszary planowanych szczegółowych badań. Jednocześnie w trakcie prac terenowych, zakładano dwukrotnie obóz namiotowy, w skrajnie północnej części przedpola Tungnaárjökull (fot. 2). Działania takie były niezbędne ze względu na znaczne odległości między wytypowanymi obszarami testowymi. Przedpole Tungnaárjökull ma bowiem około 30 km długości i jest praktycznie niedostępne nawet dla samochodów terenowych.

W trakcie wyprawy prof. L. Andrzejewski przez dwa tygodnie był uczestnikiem badań zespołu naukowców brytyjskich realizujących projekt badawczy w ramach programu „Earthwatch” dotyczący katastrofalnych powodzi (*jökulhlaup*) zachodzących na przedpolu Myrdalsjökull (południowa Islandia). Kierownikiem tego projektu jest dr Andrew J. Russell z Uniwersytetu w Newcastle, zajmujący się od wielu lat problematyką jökulhlaupów na Islandii. Przedmiotem analiz L. Andrzejewskiego były skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne jökulhlaupu, jaki miał miejsce na przedpolu Myrdalsjökull w 1918 r. największego na Islandii w czasach historycznych.

Badania terenowe na przedpolu Tungnaárjökull w sierpniu 2004 r. były prowadzone w zróżnicowanych morfogenetycznie fragmentach jego strefy marginalnej. Dotychczas w obrębie tej strefy wyznaczono siedem różnych stref morfogenetycznych – pięć z nich oraz niewielkie przedpole Skaftárjökull są przedmiotem zaplanowanych na trzy lata badań. W czasie pierwszego roku badań terenowych w obrębie wspomnianych stref morfogenetycznych wyznaczono trzy podstawowe obszary testowe o różnej wielkości, w których dokonano szczegółowego kartowania geomorfologicznego uzupełnionego danymi topograficznymi uzyskanymi poprzez satelitarny system określania położenia (GPS). Zebrane informacje stanowić będą w przyszłości podstawę bazy danych, służącej szczegółowej analizie rzeźby i budowy geologicznej w ww. obszarach testowych, opartej na Systemach Informacji Geograficznej (GIS). Na podstawie zdjęć lotniczych z wybranych

okresów i czasowo-przestrzennych modeli terenu (DEM) zostanie prześlędzony dokładny przebieg zmian w analizowanych strefach marginalnych. Pozwoli on na opracowanie ilościowego modelu procesów kształtujących analizowane strefy. Ponadto dokonana zostanie próba prognozowania tych zmian oraz określenia ich potencjalnych skutków geomorfologicznych i geologicznych. Rozpoczęte badania mają na celu m.in.:

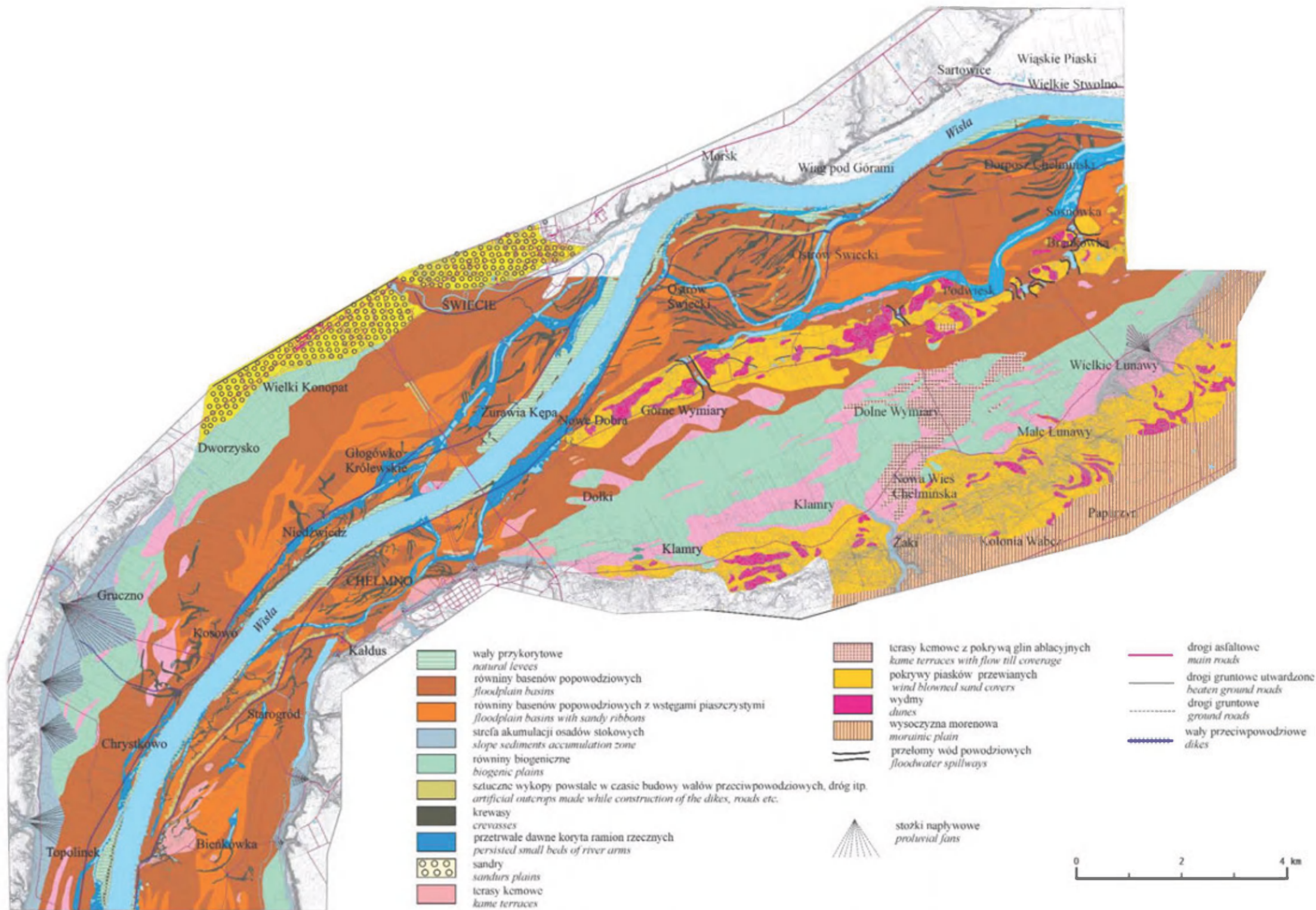
- określenie uwarunkowań dyferencjacji poszczególnych fragmentów stref marginalnych Tungnaárjökull i Skaftárjökull oraz szersze ustosunkowanie się do zagadnienia wpływu podłoża na procesy zachodzące w analizowanych strefach;
- powiązanie stanu dynamicznego lodowców z procesami glacialnymi zachodzącymi na ich przedpolach i ich zapisem sedymentologicznym oraz przeprowadzenie przestrzennej i czasowej analizy ww. procesów z wykorzystaniem cyfrowych, przestrzenno-czasowych modeli rzeźby terenu (DEM);
- lepsze rozpoznanie licznych uwarunkowań nagłych szarż lodowych (surges) oraz katastrofalnych powodzi typu jökullhlaup charakterystycznych dla tej części Vatnajökull;
- usystematyzowanie zdarzeń paleogeomorfologicznych w okresie od „Małej Epoki Lodowej” do chwili obecnej w zachodniej części strefy marginalnej Vatnajökull.

Po 25 dniach badań na przedpolu Tungnaárjökull uczestnicy wyprawy powrócili do Reykjavíku, gdzie kolejne dwa dni poświęcili m.in. na załatwianie spraw formalnych związanych z planowaną na drugą połowę sierpnia 2005 r. Szkołą Geomorfologiczną na Islandii, której patronować będzie Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Planuje się, iż w Szkole weźmie udział około 25 geomorfologów i geologów, którzy po jednodniowej konferencji na Uniwersytecie w Reykjavíku wyruszą terenowym autokarem na najciekawsze, przygotowane wcześniej stanowiska badawcze. Ostatni tydzień pobytu na Islandii uczestnicy wyprawy przeznaczyli na wyjazdy krajoznawcze, m.in. na obszar licznych form tektonicznych w pobliżu największego jeziora Islandii Thingvallavatn i wodospadu Gullfoss oraz na obszar występowania gejzerów w dolinie Haukadalur, położone w odległości około 100 km na północny wschód od Reykjavíku. Następnie uczestnicy wyprawy zwiedzili zachodnią i północną część wyspy, docierając do najmniejszego spośród pięciu największych lodowców Islandii – Drangajökull, wielu miast północnej Islandii w tym Akureyri (drugiego co do wielkości miasta kraju), centrum wielorybniczego w Husavíku, w rejon ryftowy Asbyrgi, obszar zjawisk i form wulkanicznych i geotermalnych w rejonie jeziora Myvatn i okolice jednego z największych wodospadów Islandii Dettifoss.

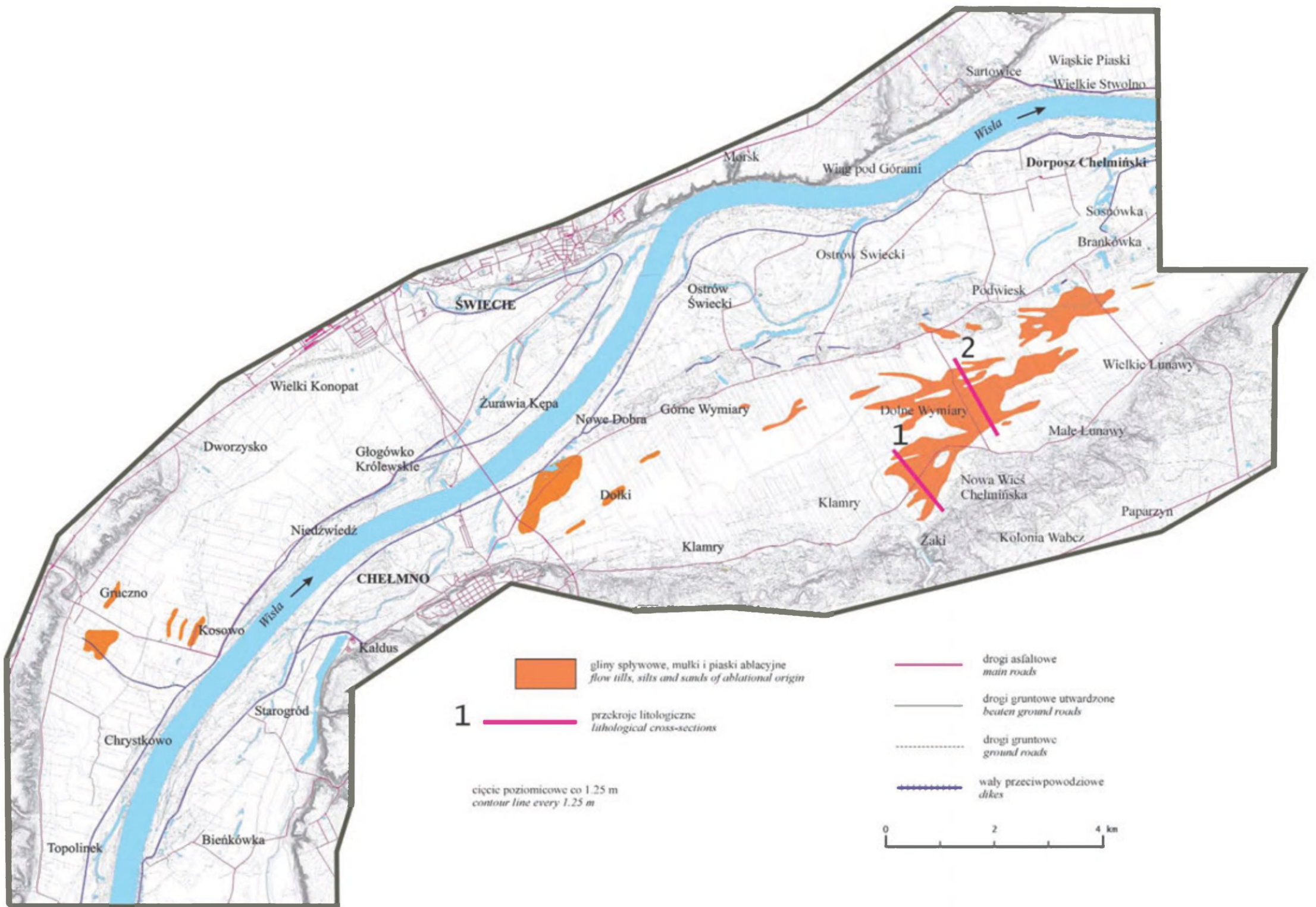
W dniu 2 września 2004 r. uczestnicy wyprawy wyruszyli promem z Seydisfjörður do Hanstholm. Do kraju dotarli 6 września.

Uczestnicy zespołu badawczego zakładają, że przeprowadzone i planowane badania wniosą nowe, istotne dane do teorii poznania uwarunkowań dynamiki i przestrzennego różnicowania procesów glacialnych kształtujących młodoglacjalną rzeźbę północnej Polski.

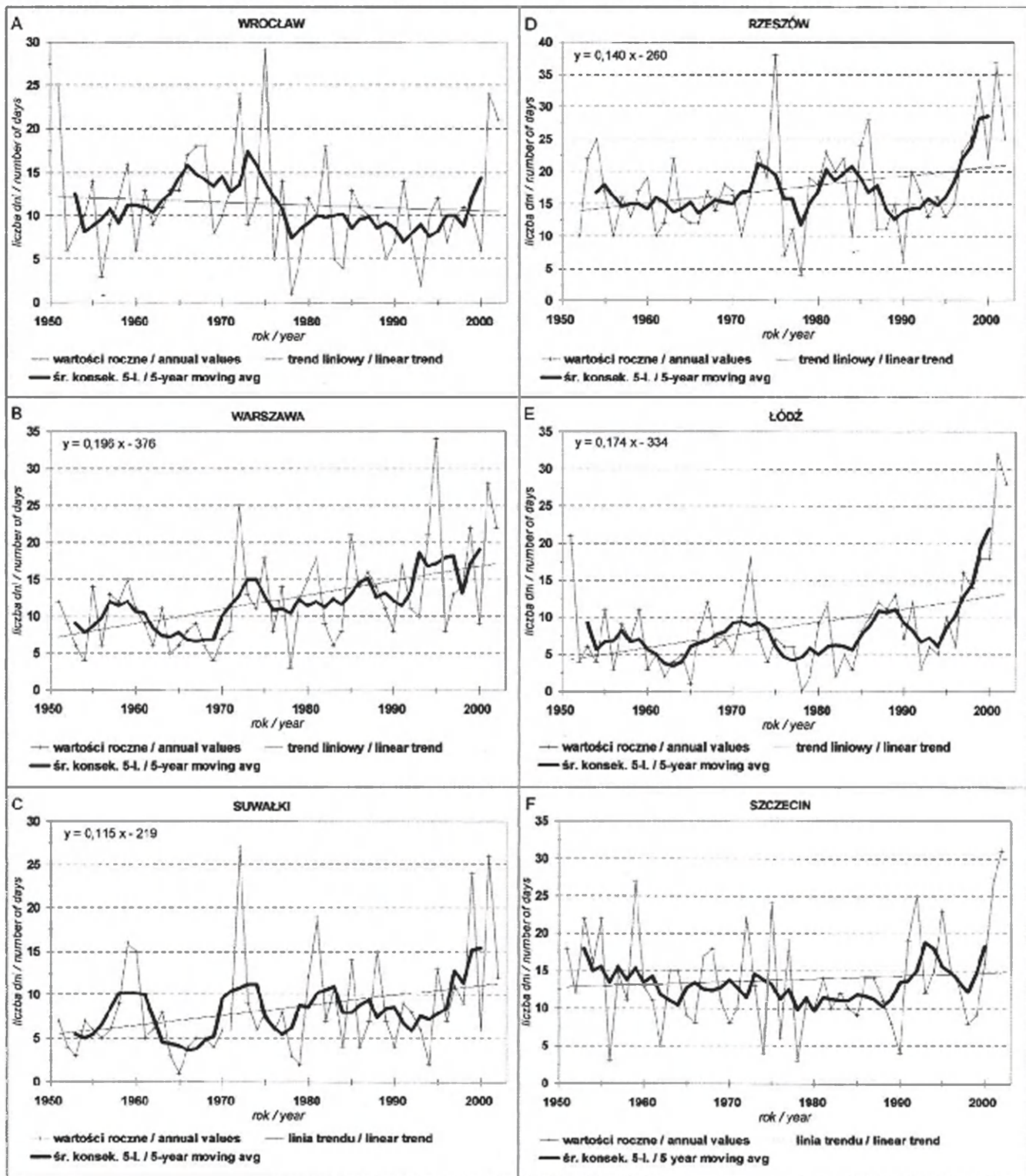
Wyniki przeprowadzonych i planowanych badań zostaną opublikowane w renomowanych czasopismach krajowych i zagranicznych, będą prezentowane na konferencjach oraz stanowić będą istotny wkład w przygotowanie wcześniej wspomnianej Szkoły Geomorfologicznej na Islandii w 2005 r.



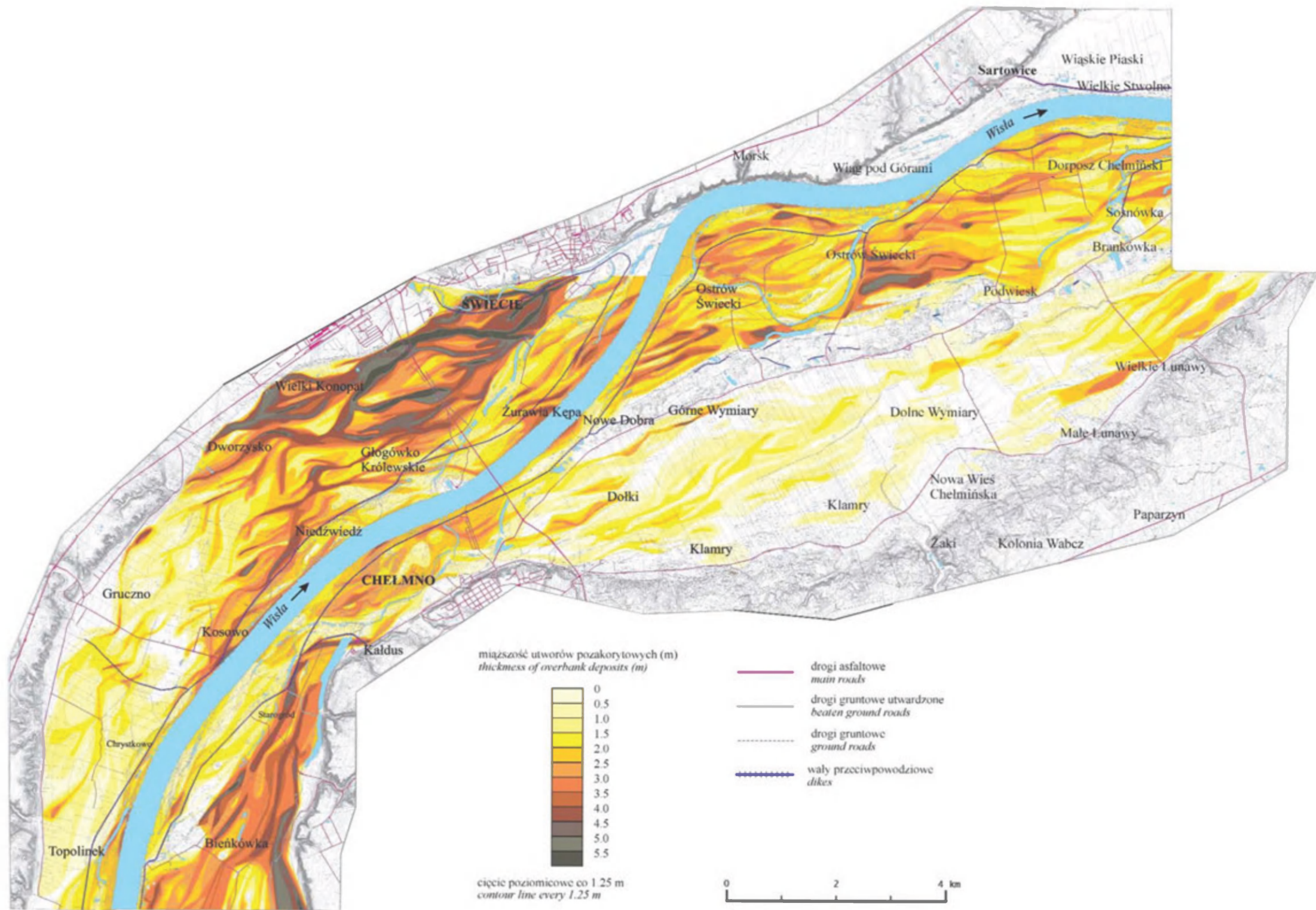
Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły w Basenie Świeckim
 Geomorphological map of the Vistula valley within the Świecie Basin
<http://rcin.org.pl>



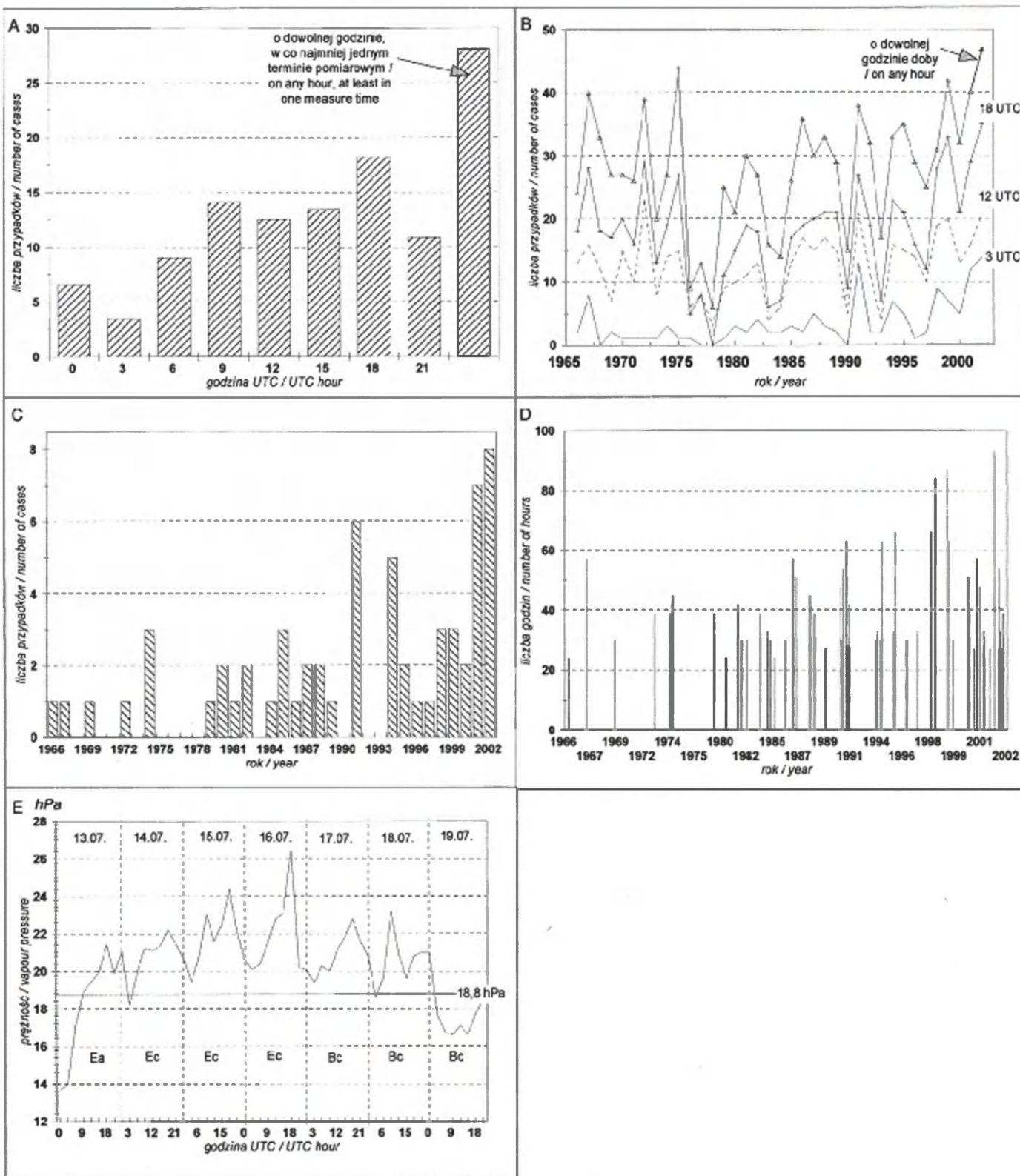
Ryc. 3. Występowanie pokryw ablacyjnych
Location of ablational covers



Ryc. 4. Roczna liczba dni z pogodą parną o godzinie 12 UTC – przebieg wieloletni na wybranych stacjach (1951–2002). W przypadku zmian istotnych statystycznie na poziomie ufności co najmniej 95% podano równanie trendu liniowego
 Annual number of days with sultry weather at 12 UTC – multiannual course for selected stations (1951–2002). The linear regression equation is given in the case of changes of statistical significance (at the 0.05 probability level)



Ryc. 5. Miąższość utworów pozakorytowych (osady powodziowe i bagienne) w dolinie Wisły w Basenie Świeckim
Thickness of overbank deposits (flood and swamp sediments) in the Świecie Basin part of the Vistula valley



Ryc. 5. A – Średnia roczna liczba przypadków pogody parnej w poszczególnych terminach obserwacyjnych (1966–2002, Kraków); B – Liczba przypadków wystąpienia pogody parnej w wybranych godzinach doby i w co najmniej jednym terminie obserwacyjnym – przebieg wieloletni (1966–2002, Kraków); C – Roczna liczba przypadków trwania parności przez co najmniej 24 godziny (1966–2002; Kraków); D – Czas trwania parności w dniach parnych (Kraków, 1966–2002). Uwzględniono tylko przypadki nieprzerwanego trwania pogody parnej przez co najmniej 24 godziny; E – Przebieg prężności pary wodnej podczas najdłuższego w okresie 1966–2002 epizodu nieprzerwanego trwania pogody parnej w Krakowie w dniach 13–18 lipca 2002. W każdym dniu podano typ cyrkulacji i rodzaj masy powietrznej kształtujące warunki meteorologiczne (Niedźwiędź, 2002). Ea – cyrkulacja antycyklonalna z adwekcją powietrza ze wschodu, Ec – cyrkulacja cyklonalna z adwekcją powietrza ze wschodu, Bc – bruzda cyklonalna

A – Mean annual number of cases of sultry weather at different times of observation (1966–2002, Kraków); B – Number of days with sultry weather at selected times of the day and at least one observation time – multiannual course (1966–2002, Kraków). C – Annual number of cases with sultriness remaining for at least 24 hours (1966–2002; Kraków); D – Degree of persistence of sultriness on sultry days (Kraków, 1966–2002). Only cases with sultriness remaining for at least 24 hours were taken into account; E – Vapour pressure in the period with the longest duration of sultry weather to be noted in Kraków in the years 1966–2002 (i.e. 13–18 July 2002). The circulation and air mass types for each day were given in the text. Ea – anticyclonic circulation with eastward advection, Ec – cyclonic circulation with eastward advection, Bc – cyclonal trough

Informacja dla Autorów

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

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

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

Tekst nie powinien zawierać wyróżnień i podkreśleń. Śródtytuły, ograniczone raczej do pierwszego i drugiego rzędu, można zaznaczyć ołówkiem na marginesie. Prosimy o ograniczenie liczby i objętości przypisów do niezbędnego minimum. Przypisy, numerowane kolejno, należy umieścić na osobnej 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, *Pleystocen 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:

Kielczewska-Zaleska M., 1956, *O powstawaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego*, *Prace Geograficzne*, IG PAN, 5, Warszawa.

• książki, monografie:

Ebdon D., 1995, *Statistics in Geography*, Blackwell, Oxford, 2 wyd.

Kozłowski S. (red.), 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław.

Mały słownik odmiany nazw własnych, 2002, red. A. Cieślowska, Instytut Języka Polskiego PAN, Kraków.

• prace niepublikowane:

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

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

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

Ilustracje. Fotografie powinny być wykonane na odpowiednim poziomie technicznym, a mapy – zgodnie z zasadami kartografii. Wykresy, diagramy i mapy, opisane jako ryciny, powinny mieć jednolitą numerację (numery rycin zaznaczone ołówkiem na odwrocie); tytułów nie należy umieszczać na rycinach. Objasnienia fotografii i rycin, w języku polskim i angielskim, powinny być umieszczone na osobnej kartce. Objasnienia 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-speakers*. Objętość streszczenia: poniżej 600 słów. Osobno, na końcu tekstu, prosimy dołączyć zarys treści i słowa kluczowe przetłumaczone na język angielski, poprzedzone nazwiskiem Autora i tytułem artykułu – ten fragment potrzebny jest do celów bibliograficznych i należy zapisać go na dyskietce jako osobny plik.

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

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

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

Cena zł 30,-
VAT 0%

Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

Warunki prenumeraty poprzez RUCH SA

Prenumerata krajowa:

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

W Internecie <http://www.prenumerata.ruch.com.pl>

Prenumerata opłacana w zlotówkach ze zleceniem wysyłki za granicę:

Informacji o warunkach prenumeraty i sposobie zamawiania udziela RUCH SA Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy, 01-248 Warszawa, ul. Jana Kazimierza 31/33; telefony 532 88 16, 532 88 19, 532 87 31; infolinia 0 800 120 029.

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

Nr 68124010531111000004430494 lub kasa Oddziału.

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

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

Terminy wpłat na prenumeratę zagraniczną:

do 20 XI na I kwartał roku następnego

do 20 V na III kwartał roku bieżącego

do 20 II na II kwartał roku bieżącego

do 20 VIII na IV kwartał roku bieżącego

Dostawa zamówionej prasy następuje w sposób uzgodniony z zamawiającym.

*

Bieżące i poprzednie numery można nabyć w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, e-mail: t.paczus@twarda.pan.pl, a także zamówić (przesyłka za zaliczeniem pocztowym) w Naukowej Księgarni Wysyłkowej DHN, 02-352 Warszawa, ul. Szczęśliwicka 2/17, tel. (48)(22) 658 15 58, fax (48)(22) 822 98 69, e-mail: ksiegarnia@dhn.pl; czasopismakraj@dhn.pl

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

Our journal is also available through:

Foreign Trade Enterprise ARS POLONA

Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, Poland

fax (48)(22) 826 86 73