

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 188

# POSTĘPY W BADANIACH KLIMATYCZNYCH I BIOKLIMATYCZNYCH

Zbiór prac pod redakcją:  
K. Błażejczyka, B. Krawczyk i M. Kuchcik

Tom dedykowany  
Prof. dr hab. Teresie Kozłowskiej-Szczęsnej



WARSZAWA 2003

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

167. Grzeszczak J., *Tendencje kontrurbanizacyjne w Europie Zachodniej*, 1996, s. 82, 5 il.
168. Bański J., *Przemiany rolniczego użytkowania ziemi w Polsce w latach 1975–1988*, 1997, s. 105, 45 il.
169. Gałązka A., *Sytuacja mieszkaniowa ludności aglomeracji warszawskiej w latach 1970–1988. Zróżnicowania przestrzenne i tendencje zmian*, 1998, s. 154, 26 il.
170. Rykiel Z., *Przemiany struktury społeczno-przestrzennej miast polskich a świadomość terytorialna jego mieszkańców*, 1999, s. 148, 15 il.
171. Taylor Z., *Przestrzenna dostępność miejsc zatrudnienia, kształcenia i usług a codzienna ruchliwość ludności wiejskiej*, 1999, s. 239, 71 il.
172. Bański J., *Obszary problemowe w rolnictwie Polski*, 1999, s. 128, 36 il.
173. Grzeszczak J., *Bieguny wzrostu a formy przestrzeni spolaryzowanej*, 1999, s. 91, 3 il.
174. Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, 1999, s. 132, 32 il., 3 fot., 4 mapy.
175. Taylor Z., *Przekształcenia sieci handlu detalicznego i gastronomii w okresie transformacji społeczno-gospodarczej Polski*, 2000, s. 61, 16 il., 8 fot.
176. Gierszewski P., *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej*, 2000, s. 136, 47 il., 8 fot.
177. Komornicki T., *Potoki towarowe polskiego handlu zagranicznego a międzynarodowe powiązania transportu*, 2000, s. 102, 36 il., 21 tab.
178. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, 2001, s. 273, 46 il., 32 tab., 6 fot., 2 zał.
179. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, 2001, s. 330, 88 il., 31 tab., 20 fot.
180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s. 147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002, s. 174, 9 il., 18 tab.
182. Degórski M., *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bieliczoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s. 189, 44 il., 31 tab.
183. Lankauf K.R., *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen)*, 2002, s. 222, 54 il., 33 fot., 37 tab., 17 zał.
184. Węclawowicz G. (red.), *Warszawa jako przedmiot badań w geografii społeczno-ekonomicznej*, 2002, s. 278, 31 il., 33 tab.
185. Solon J., *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie kompleksowej analizy struktury przestrzennej roślinności*, 2002, s. 230, 80 il., 26 tab.
186. Soja R., *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, 2002, s. 130, 24 il., 12 tab.
187. Kulikowski R., *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa*, 2003, s. 152, 42 il.

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 188

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 188

PROGRESS IN CLIMATIC AND BIOCLIMATIC RESEARCH

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 188

# POSTĘPY W BADANIACH KLIMATYCZNYCH I BIOKLIMATYCZNYCH

Zbiór prac pod redakcją:  
K. Błażejczyka, B. Krawczyk i M. Kuchcik

Tom dedykowany  
Prof. dr hab. Teresie Kozłowskiej-Szczęsnej



WARSZAWA 2003

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz  
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,  
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

## RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,  
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,  
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

## RECENZENCI TOMU:

Jerzy Ludwik Pyka, Wojciech Warakomski

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2003

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-87954-28-4

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa  
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa PAN, ul. Śniadeckich 8, 00-656 Warszawa

<http://rcin.org.pl>

## Spis treści

Przedmowa (Piotr KORCELLI) .....	7
Droga naukowa Profesor Teresy Kozłowskiej-Szczęsnej (Janusz PASZYŃSKI) ..	11

### KLIMATOLOGIA DYNAMICZNA

Татьяна КОНСТАНТИНОВА – Климатические исследования в Республике Молдова (итоги и перспективы) .....	23
Urszula KOSSOWSKA-CEZAK – Uwarunkowania cyrkulacyjne dużych zmian temperatury z dnia na dzień w Warszawie .....	33
Krystyna MIARA, Janusz PASZYŃSKI, Józef SKOCZEK – Struktura bilansu promieniowania w Borowej Górze w różnych sytuacjach synoptycznych .....	53
Tadeusz NIEDŹWIEDŹ – Częstość występowania mas powietrznych w Polsce południowej w drugiej połowie XX wieku .....	65
Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA – Cykliczne zmiany klimatu Warszawy i ich uwarunkowania .....	75
Robert TWARDOSZ – Wpływ sytuacji synoptycznych na występowanie dobowych opadów na Pogórzu Wielickim .....	89
Alojzy WOŚ – Charakterystyczne cechy zim w Poznaniu w drugiej połowie XX wieku w wybranych typach pogody .....	103

### TOPOKLIMATOLOGIA

Anna Beata ADAMCZYK – Analiza warunków termicznych metodą teledetekcji (na przykładzie okolic Nara w Japonii) .....	117
Jarosław BARANOWSKI – Pochłonięte promieniowanie słoneczne w Tatrach w otoczeniu Hali Gąsienicowej .....	131
Maria DUBICKA, Mariusz SZYMANOWSKI – Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu – struktura przestrzenna i czasowa .....	145
Józef KORZENIEWSKI, Michał MAROSZ – Wpływ niektórych form rzeźby terenu Pojezierza Kaszubskiego na temperaturę powietrza oraz kierunek i prędkość wiatru .....	167
Magdalena KUCHCIK – Warunki topoklimatyczne w różnych dzielnicach Warszawy .....	179
Marek NOWOSAD – Badania topoklimatyczne na terenie Bieszczadów i Roztocza .....	191
Barbara OBREŃBSKA-STARKLOWA, Zygmunt OLECKI, Alicja GRZYBOROWSKA, Danuta RAUCZYŃSKA-OLECKA – Z badań topoklimatu na Pogórzu Wielickim w rejonie Dobczyckiego zbiornika wodnego .....	199
Evzen QUITT – Identification of topoclimate based on boundary layer heat balance analysis .....	215

### BIOKLIMATOLOGIA CZŁOWIEKA

Krzysztof BŁAŹEJCZYK, Robert TWARDOSZ, Anna KUNERT – Zmienność warunków biotermicznych w Krakowie w XX wieku na tle wahań cyrkulacji atmosferycznej .....	233
---	-----

Roman COROBOV – Use of the Polish approaches for assessment of Moldova bioclimate .....	247
Kazimierz KŁYSIK – Klimatyczne i bioklimatyczne warunki funkcjonowania (w okolicach Łodzi) projektowanego uzdrowiska: Sokolniki Las – Celestynów – Rogoźno .....	253
Krzysztof KOŻUCHOWSKI – Wieloletnie zmiany warunków bioklimatycznych w okresie 1961–2000 (na przykładzie Łodzi) .....	273
Barbara KRAWCZYK – Stres ciepła – cecha bioklimatu Polski .....	283
Zoya MATEEVA, Anton FILIPOV – Bioclimatic distances index in the Rila-and-Rhodopy area of Bułgaria .....	295
Jerzy L. OLSZEWSKI, Grzegorz ŻARNOWIECKI, Katarzyna PREDYGIER, Grzegorz SZAŁACH – Wstępne wyniki badań bioklimatu terenów rekreacyjnych Kielc w sezonie wiosennym .....	303





Photo 1. Prof. Teresa Kozłowska-Szczęsna (2003)



## PRZEDMOWA

Przekazujemy Czytelnikowi zbiór prac dedykowanych Profesor dr habilitowanej Teresie Kozłowskiej-Szczęsnej, wybitnej przedstawicielce klimatologii, współtwórczyni subdyscypliny naukowej określanej mianem bioklimatologii człowieka.

Profesor Teresa Kozłowska-Szczęsna związała swoje życie zawodowe z Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN i należy do nielicznego zespołu osób, które pracują w Instytucie od początku jego istnienia. Przypadający w 2003 roku jubileusz 50-lecia utworzenia Instytutu jest zatem jednocześnie Jej jubileuszem.

Rozwijając swoje zainteresowania i badania naukowe, Profesor Teresa Kozłowska-Szczęsna przyczyniła się w wielkim stopniu do pomyślności naszej instytucji. Przez szesnaście lat – od 1987 do 2002 roku była zastępcą dyrektora Instytutu do spraw naukowych. Pełniła tę trudną funkcję w sposób przyjazny ludziom. Odegrała wielką rolę w staraniach o przyznanie Instytutowi obecnej siedziby przy ul. Twardej, a następnie jej urządzeniu i zagospodarowaniu. Jej wiedza i systematyczność były nieocenione w naszej wspólnej pracy. Jej życzliwość i uśmiech przysporzyły Instytutowi wielu przyjaciół w Polsce i za granicą.

Profesor Teresa Kozłowska-Szczęsna kontynuuje badania i realizuje swoje plany z energią i konsekwencją – jak wówczas, gdy rozpoczynała pracę naukową. Życzę Jej wielu lat pełnych zdrowia i sukcesów.

Piotr Korcelli

## APPENDIX

1. The first part of the appendix contains the list of the authors of the papers included in the volume. The list is arranged in alphabetical order of the authors' surnames. The names of the authors who have contributed to the volume are given in the form of initials and surnames.

2. The second part of the appendix contains the list of the titles of the papers included in the volume. The list is arranged in alphabetical order of the titles. The titles of the papers are given in the form of initials and surnames.

3. The third part of the appendix contains the list of the abstracts of the papers included in the volume. The list is arranged in alphabetical order of the titles. The abstracts of the papers are given in the form of initials and surnames.

4. The fourth part of the appendix contains the list of the keywords of the papers included in the volume. The list is arranged in alphabetical order of the titles. The keywords of the papers are given in the form of initials and surnames.

Prof. Dr. hab. Andrzej

## OD REDAKTORÓW

Jubileusz 45-lecia pracy naukowej prof. dr hab. Teresy Kozłowskiej-Szczęsnej pragniemy uczcić, przygotowując do druku tom *Prac Geograficznych* Jej poświęcony. Mamy nadzieję, że stanowić on będzie dowód naszego uznania i wdzięczności za życzliwość i trud włożony w kierowanie zarówno licznymi zespołowymi pracami naukowymi, jak i całym Zakładem Klimatologii IGiPZ PAN.

Do napisania artykułów do niniejszego tomu zaprosiliśmy współpracowników i uczniów Pani Profesor ze wszystkich ośrodków klimatologicznych w kraju i z zagranicy, którzy zajmują się szeroko rozumianymi zagadnieniami wchodzącymi w zakres klimatologii stosowanej. Tom ten składa się z 23 prac, poświęconych klimatologii dynamicznej, topoklimatologii i bioklimatologii.

W pierwszej grupie znalazło się 7 artykułów omawiających uwarunkowania cyrkulacyjne niektórych elementów klimatu, w tym przeglądowa praca prof. dr hab. T.S. Konstantinovej – członka Akademii Nauk Mołdawii, dyrektora Instytutu Geografii w Kiszyniowie, która od wielu lat współpracuje z Zakładem Klimatologii IGiPZ PAN w zakresie stosowania metod GIS w badaniach klimatologicznych.

Druga grupa, w której skład wchodzi 8 artykułów, prezentuje wyniki badań topoklimatycznych (klimatu miejscowego), prowadzonych w różnych regionach Polski (Pojezierze Kaszubskie, Pogórze Wielickie, Rostocze, Bieszczady, Tatry) oraz w niektórych miastach (Wrocław, Warszawa). W tej grupie na uwagę zasługuje metodyczny artykuł doc. dr hab. E. Quitta z Zakładu Geoniki Czeskiej Akademii Nauk w Brnie.

W trzeciej grupie – najbliższej tematyce badawczej prof. dr hab. T. Kozłowskiej-Szczęsnej – znajduje się 6 artykułów dotyczących bioklimatologii człowieka, w tym dwa autorstwa naszych kolegów i współpracowników z zagranicy: dr Z. Mateejev z Instytutu Geografii Bułgarskiej Akademii Nauk oraz R. Corobova z Instytutu Geografii Akademii Nauk Mołdawii.

Oddając ten tom *Prac Geograficznych* w ręce Czytelników pragniemy również podziękować recenzentom: prof. dr hab. W. Warakomskiemu i dr hab. J.L. Pyce, profesorowi Uniwersytetu Wrocławskiego, za cenne uwagi merytoryczne i redakcyjne.

Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk, Magdalena Kuchcik

W tym celu należy przede wszystkim wypracować jednolity system wartości, który będzie służył jako podstawa do wypracowania jednolitej kultury organizacyjnej. Jednym z najważniejszych elementów tego systemu jest wypracowanie jednolitej wizji i misji organizacji. Jest to proces, który musi być prowadzony przez kierownictwo organizacji, które musi być gotowe do przyjęcia odpowiedzialności za jego sukces. W tym celu należy przede wszystkim wypracować jednolity system wartości, który będzie służył jako podstawa do wypracowania jednolitej kultury organizacyjnej. Jednym z najważniejszych elementów tego systemu jest wypracowanie jednolitej wizji i misji organizacji. Jest to proces, który musi być prowadzony przez kierownictwo organizacji, które musi być gotowe do przyjęcia odpowiedzialności za jego sukces.

## DROGA NAUKOWA PROFESOR TERESY KOZŁOWSKIEJ-SZCZĘSNEJ

Mija właśnie równe pół wieku od czasu, kiedy to jesienią 1952 roku zjechała do Warszawy grupa studentów z kilku różnych ośrodków akademickich w Polsce, by rozpocząć tu – na Uniwersytecie Warszawskim – studia geograficzne drugiego stopnia na specjalizacji w zakresie hydrologii i klimatologii. W tej dziesięcioosobowej gromadce znalazły się trzy osoby z Uniwersytetu Jagiellońskiego, a jedną z nich była młoda studentka – Teresa Kozłowska. Byłem wtedy pracownikiem naukowym UW, a ówczesny kierownik Katedry Klimatologii, profesor Romuald Gumiński, zlecił mi prowadzenie dla tych to właśnie studentów ćwiczeń z klimatologii. Wówczas to poznałem Teresę i od tej pory miałem przyjemność, początkowo przekazywać Jej swą wiedzę, a wkrótce potem – współpracować z nią na niwie naukowej.

Już na jesieni 1953 roku, a więc jeszcze przed formalnym ukończeniem studiów, dwójka z tych studentów – klimatologów została przyjęta do pracy w nowopowstałym i organizowanym wówczas przez profesora Stanisława Leszczyckiego Instytucie Geografii Polskiej Akademii Nauk. Dwójka ta – to Teresa Kozłowska i Józef Skoczek, którzy – wraz ze mną – stanowili pierwszą kadrę utworzonej w styczniu 1954 roku Pracowni Klimatologii.

Po raz pierwszy pojechaliśmy razem na terenowe badania klimatu lokalnego w okolicy Sandomierza – do Dwikoz, a było to latem 1954 roku. Od tego czasu braliśmy wspólnie z Teresą udział w niezliczonej liczbie prac terenowych, mających na celu poznanie warunków klimatycznych różnych obszarów naszego kraju: rolniczych, miejskich, przemysłowych, a przede wszystkim – uzdrowiskowych i wypoczynkowych. Z tych wspólnych wypraw badawczych pozostały mi do dziś nader miłe wspomnienia.

W lutym 1954 roku, a więc będąc już pracownikiem IG PAN, uzyskała Teresa Kozłowska stopień magistra geografii, przy czym tematem jej pracy dyplomowej była charakterystyka zimy 1951/1952 roku w Polsce. Od samego początku istnienia Pracowni Klimatologii okazała mi ona dużą pomoc w jej zorganizowaniu, za co wyrażam Jej swoją wdzięczność. Przede wszystkim włączyliśmy się wtedy w działania świeżo powołanego przez prezydium PAN Komitetu dla spraw Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. Co kilka tygodni

jeździliśmy tam, by prowadzić na tym terenie pomiary mikroklimatyczne, głównie odnoszące się do zanieczyszczenia powietrza tego regionu przez nader liczne zakłady przemysłowe. W ramach tych prac Teresa zajęła się głównie zagadnieniem mikroklimatu hałd fabrycznych i kopalnianych tudzież wyrobisk pogórnich i poprzemysłowych, co miało dość ważny aspekt praktyczny wobec zapoczątkowanej i prowadzonej na szeroką skalę akcji rekultywacji tych terenów – głównie ich zazieleniania i zadrzewiania. Wyniki tych badań zostały opublikowane w kilku zeszytach „Biuletynu” wspomnianego Komitetu dla spraw GOP.

Na właściwą sobie drogę naukową wkroczyła Teresa – już wówczas Kozłowska-Szczęśna, kiedy to Zakład Klimatologii rozpoczął w 1956 roku kilkuletnie badania klimatu lokalnego uzdrowiska Ciechocinek. Badania te pozwoliły Jej na zajęcie się przede wszystkim aspektem bioklimatycznym tego zagadnienia. Zastosowała Ona wówczas własną, oryginalną metodę oceny lokalnych warunków bioklimatycznych, opartą na odczuwalności termicznej różnych czynników meteorologicznych przez organizm człowieka, a więc temperatury powietrza, jego wilgotności tudzież wiatru, z uwzględnieniem niejednakowej roli tych trzech czynników w różnych porach doby. Ostatecznym efektem tych badań była obroniona w grudniu 1962 roku rozprawa doktorska na temat bioklimatu Ciechocinka, za którą to pracę uzyskała nagrodę naukową Polskiego Towarzystwa Meteorologicznego i Hydrologicznego. Problematyce tej poświęciła również kilka innych prac i artykułów. Należy podkreślić, że uzyskane wyniki miały duże znaczenie praktyczne i były wykorzystane zarówno przez lekarzy dla celów klimatoterapii, jak i przez planistów i urbanistów przy sporządzaniu planów przestrzennego zagospodarowania Ciechocinka. W trakcie tych badań zastosowała także – po raz pierwszy w Polsce – nową metodę wyznaczania zawartości ozonu w przyziemnej warstwie powietrza, a to przy pomocy zmodyfikowanego przez siebie odpowiedniego przyrządu pomiarowego. Tym to zagadnieniem klimatu „ciechocińskiego” pozostała Teresa Kozłowska-Szczęśna wierną przez cały późniejszy okres swojej naukowej kariery.

Od tej to właśnie pory datuje się Jej zainteresowanie problemami bioklimatologii, a przede wszystkim – bioklimatologii polskich uzdrowisk, która to dziedzina stała się jej głównym kierunkiem badawczym. Nic więc dziwnego, że już wtedy nawiązała współpracę ze środowiskiem lekarskim, między innymi z Kliniką Chorób Wewnętrznych Akademii Medycznej w Warszawie, z Zakładem Medycyny Sportowej Instytutu Kultury Fizycznej, z Ośrodkiem Medycyny Pracy Budowlanych, a także – z Instytutem Balneoklimatycznym w Poznaniu. Współpraca ta zaowocowała szeregiem publi-



kacji pisanych wspólnie z lekarzami, głównie z dr. Eugeniuszem Grzędzińskim, a dotyczących takich zagadnień jak planowanie obiektów sportowych przy zakładach przemysłowych, warunków bioklimatycznych panujących w niektórych ośrodkach treningowych naszej kadry sportowej, czy też – oddziaływaniem środowiska atmosferycznego na występowanie wypadków przy pracy. Wspólne opracowanie w tym ostatnim zakresie zostało w 1976 roku wyróżnione nagrodą pierwszego stopnia Polskiego Towarzystwa Medycyny Pracy.

W roku 1971 dr Teresa Kozłowska-Szczęśna habilituje się i na podstawie rozprawy pt.: *Pochłanianie promieniowania słonecznego na obszarze Polski* uzyskuje stopień naukowy doktora habilitowanego nauk geograficznych w zakresie klimatologii a wkrótce potem obejmuje stanowisko docenta w IG PAN. Temat rozprawy habilitacyjnej wiąże się z ówczesną główną problematyką Zakładu Klimatologii, dotyczącą klimatologii fizycznej, a szczególnie zagadnień wymiany energii pomiędzy atmosferą a podłożem jako podstawowym procesem kształtującym warunki topoklimatyczne warstwy przyziemnej. Wkrótce jednak ustaliliśmy, że drugim podstawowym kierunkiem badawczym Zakładu będzie bioklimatologia człowieka, i że badaniami w tym zakresie kierować będzie docent T. Kozłowska-Szczęśna.

W 1972 roku podejmuje Ona ścisłą współpracę ze Zjednoczeniem „Uzdrowiska Polskie”, współpracę trwającą prawie dziesięć lat. W ramach tej współpracy prowadzi Ona zakrojone na szeroką skalę badania warunków bioklimatycznych polskich uzdrowisk – a także miejscowości potencjalnie uzdrowiskowych – położonych w różnych warunkach fizycznogeograficznych. Powstaje wtedy ponad dwadzieścia monografii bioklimatycznych różnych uzdrowisk, przy czym autorem połowy z nich jest docent T. Kozłowska-Szczęśna. Miały one na celu ocenę bioklimatycznych warunków życia człowieka, ocenę dokonaną dla ściśle określonych potrzeb społecznych, takich jak lecznictwo uzdrowiskowe i klimatoterapia, turystyka i rekreacja, planowanie przestrzenne, ochrona środowiska, czy wreszcie melioracje klimatyczne. Wyniki tych badań opublikowane zostały przede wszystkim w kilku zeszytach serii zatytułowanej *Problemy Bioklimatologii Uzdrowiskowej*, jaka ukazała się w „Dokumentacji Geograficznej” IGiPZ PAN, a także w „Problemach Uzdrowiskowych”, wydawanych przez Polskie Towarzystwo Balneologii, Bioklimatologii i Medycyny Fizykalnej.

Nie poprzestając na studiach analitycznych podejmuje Teresa również pewne próby syntetycznego ujęcia badanych zagadnień. Wyrazem tego jest między innymi obszerne opracowanie, zatytułowane *Bioklimat polskich uzdro-*

wisk jako podstawowa cecha ich warunków środowiskowych (1984). W tej grupie prac wymienić trzeba jednak przede wszystkim *Wyniki badań bioklimatu Polski*, tudzież *Bioklimatologia człowieka – Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*, której czwarta część dotyczy warunków bioklimatycznych naszego kraju. Ta ostatnia publikacja stanowi swego rodzaju kontynuację i rozszerzenie wcześniejszej pracy zbiorowej, ogłoszonej jeszcze w roku 1985 pod tytułem *Metody badań bioklimatu człowieka* w odrębnym tomie „Problemów Uzdrowiskowych” pod redakcją T. Kozłowskiej-Szczęśnej i przy Jej znacznym udziale jako współautorki. Ostatnio wreszcie ukazała się obszerna monografia polskich uzdrowisk pt. *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*, stanowiąca zwięźczenie wieloletnich szczegółowych badań w tej dziedzinie.

Osobną grupę w bogatym dorobku naukowym Jubilatki stanowią badania, które umieścić można na pograniczu bioklimatologii lekarskiej i medycyny, a prowadzone wspólnie z przedstawicielami świata lekarskiego. Dotyczyły one takich zagadnień, jak roli uzdrowisk w leczeniu geriatrycznym, terapii inhalacjami radioaktywnymi w uzdrowiskach, a także roli czynników meteorologicznych w występowaniu wypadków przy pracy

Jubilatka zajmowała się także antropogennymi zmianami niektórych obszarów naszego kraju, jak na przykład Górnego Śląska czy Warszawy, publikując cały szereg prac z tego zakresu. Na szczególne jednak podkreślenie zasługuje Jej udział w kartograficznym opracowywaniu klimatu Polski – czego efektem było wykonanie kilkadziesiątu map jakie znalazły się czy to w *Atlasie zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski*, czy też – w *Atlasie Rzeczypospolitej Polskiej*. Spośród tych map szczególne znaczenie mają mapy syntetyczne obrazujące występowanie typów bioklimatu i regionów bioklimatycznych w Polsce. Ta oryginalna regionalizacja bioklimatyczna kraju znalazła uznanie zarówno wśród klimatologów jak i innych specjalistów, o czym świadczyć może powoływanie się na nią w licznych pracach i artykułach zarówno naukowych jak i popularnonaukowych.

O znaczeniu problematyki będącej zasadniczym kierunkiem badawczym profesor Teresy Kozłowskiej-Szczęśnej świadczyć może fakt powierzenia Jej w ostatnich kilku latach kierownictwa trzech projektów badawczych finansowanych przez Komitet Badań Naukowych, z których jeden był tak zwanym projektem zamawianym. Zwracano się też do niej wielokrotnie o ocenę różnych wniosków o granty z dziedziny klimatologii, składanych do KBN.

Dorobek naukowy Jubilatki obejmuje w sumie ponad 220 pozycji; w tej liczbie znalazło się 20 publikacji zwartych (o charakterze książkowym) –

zarówno indywidualnych jak i wspólnych, a ponadto 10 opracowań redakcyjnych i kilkadziesiąt map. Dorobek niepublikowany to przede wszystkim opracowania badawcze i ekspertyzy (27) oraz oceny prac na stopień i tytuł naukowy oraz recenzje wydawnicze (55).

Mając – od początku lat 60. – możliwość wyjeżdżania za granicę, Teresa Kozłowska-Szczęśna niejednokrotnie przedstawiała wyniki swoich badań na forum międzynarodowym, na różnego rodzaju kongresach, zjazdach czy konferencjach naukowych, jak na przykład na kongresach Międzynarodowego Towarzystwa Biometeorologicznego, Międzynarodowej Unii Geograficznej czy wreszcie – Międzynarodowej Asocjacji Klimatologii. Jej referaty spotykały się zawsze z dużym zainteresowaniem, podobnie zresztą jak to miało miejsce na nader licznych krajowych imprezach tego typu.

Działalność Jubilatki nie ograniczała się jednak do pracy badawczej. Wiele czasu i wysiłku poświęciła Ona również kształceniu kadr naukowych. Poza coroczny szkoleniem studentów-praktykantów w czasie badań terenowych i udzielaniem różnego rodzaju konsultacji, działalność ta obejmowała również prowadzenie systematycznych ćwiczeń i wykładów z meteorologii i klimatologii czy to na Uniwersytecie Warszawskim, czy na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika w Toruniu, czy wreszcie na różnego rodzaju kursach dokształcających, ostatnio – w ramach zorganizowanej przez siebie w 1999 roku I Szkoły Bioklimatologii Człowieka. Przede wszystkim jednak do Jej osiągnięć na polu dydaktycznym należy wypromowanie czterech doktorów (Krzysztofa Błażejczyka w roku 1981, Mieczysława Kuczmarskiego w roku 1988, Nhung Dang Kim – z Wietnamu – w roku 1990 i Józefa Korzeniowskiego z Uniwersytetu Gdańskiego w roku 1993). Wielokrotnie też zapraszano Ją do oceniania rozpraw doktorskich i habilitacyjnych w charakterze recenzentki, jak również – do wyrażania opinii o kandydatach do tytułu profesora – i to nie tylko krajowych, lecz także zagranicznych. Wspomnieć w tym miejscu wypada także o Jej działalności na polu popularyzacji wiedzy, co wyraziło się w licznych artykułach popularnonaukowych, jak również – pogadankach i wystąpieniach radiowych i telewizyjnych.

Pracując niemal pół wieku w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN siłą rzeczy musiała Ona włożyć także wiele trudu w pracę o charakterze organizacyjnym. W pierwszym okresie nieocenioną była Jej współpraca w zakresie przygotowań i prowadzenia badań terenowych. Później – od 1963 roku pełniła Ona przez ponad 30 lat obowiązki mojego zastępcy jako kierownika Zakładu Klimatologii, a po moim przejściu na emeryturę w roku 1995 przejęła kierownictwo Zakładu sprawowane przez Nią do dzi-

siaj. Szczególne uznanie pragnę tu wyrazić za zorganizowanie czterech ogólnopolskich sympozjów naukowych dotyczących zagadnień współczesnej topoklimatologii: w roku 1978 w Szymbarku, w roku 1988 w Starym Polu, w roku 1994 w Radzikowie i w roku 2000 w Warszawie.

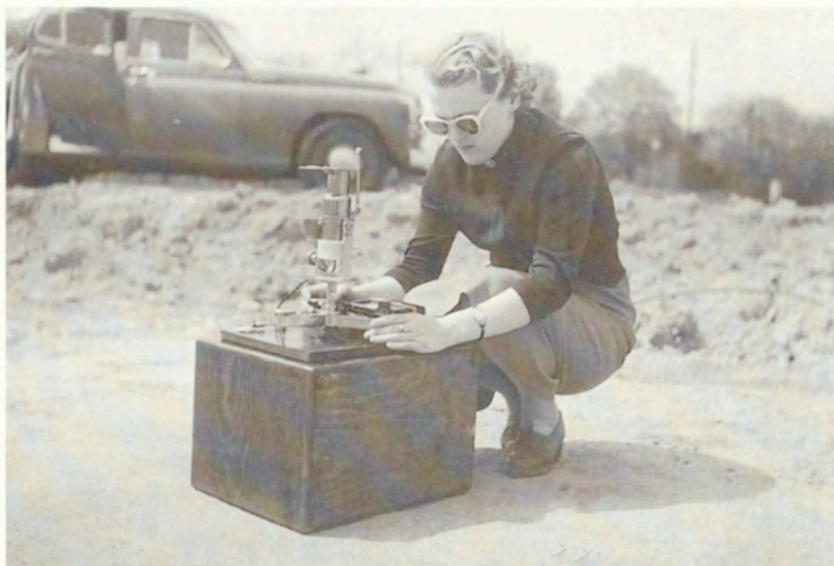
Mając na uwadze wybitne zdolności organizacyjne powierzono Jej w 1987 roku ważne i odpowiedzialne stanowisko zastępcy dyrektora Instytutu do spraw naukowych. Sumienne pełnienie tej ważnej funkcji przez 16 lat nie przeszkodziło jednak w kierowaniu Zakładem i kontynuowaniu własnych badań naukowych.

W minionych latach brała Ona także żywy udział w pracach różnego rodzaju komitetów i zespołów naukowych, a w Komitecie Nauk Geograficznych PAN przez dłuższy czas zajmowała stanowisko sekretarza a następnie wiceprzewodniczącego

Osiągnięcia na polu badawczym, organizacyjnym i dydaktycznym znalazły właściwy wyraz w nadaniu Jej w roku 1987 tytułu profesora nadzwyczajnego, a w roku 1991 – profesora zwyczajnego. Wielokrotnie też otrzymywała nagrody naukowe zarówno indywidualne jak i zespołowe, w tym także nagrody Sekretarza PAN. Otrzymała też szereg odznaczeń państwowych i resortowych, w tym Złoty Krzyż Zasługi, nadany Jej jeszcze w roku 1973. Najbardziej jednak ceni sobie złotą odznakę „Zasłużony dla uzdrowisk polskich” (1986) oraz medale jubileuszowe dwudziestopięciolecia (1984) i pięćdziesięciolecia PAN (2002), a także medal i dyplom Polskiego Towarzystwa Geograficznego (1993).

Dzisiaj, po 50 latach pracy w IG i PZ PAN i po 45 latach pracy naukowej stwierdzić wypada, że profesor dr hab. Teresa Kozłowska-Szczęsna osiągnęła znaczącą i liczącą się pozycję w klimatologii. Nazwisko Jej stało się dobrze znane nie tylko w kraju lecz i za granicą. Bez przesady można powiedzieć, że jest Ona dziś powszechnie uznanym autorytetem w dziedzinie bioklimatologii człowieka, a Jej wkład w rozwój tej dyscypliny naukowej trudno jest przecenić. Z okazji obchodzonego teraz Jubileuszu Jej owocnej działalności na tym polu składamy drogiej Pani Profesor najlepsze życzenia dalszych wielu lat twórczej pracy i dalszych sukcesów na niwie naukowej, jak również wszelkiej pomyślności w życiu osobistym.

Janusz Paszyński



**Photo 2. Badania na terenie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego (1955 r.)  
Field investigations at Upper Silesian Industrial Area (1955)**



**Photo 3. Badania w Tatrach (1959 r.)  
Field investigations in Tatra Mts (1959)**





Photo 4. T. Kozłowska-Szczęśna i Z. Paszyńska. Badania w Wojcieszowie (1961 r.)  
T. Kozłowska-Szczęśna and Z. Paszyńska. Field investigations in Wojcieszów (1961)



Photo 5. Zakład Klimatologii. Pałac St. Staszica (1968 r.)  
Department of Climatology. Palace of St. Staszic (1968)







Photo 6. Zakład Klimatologii (ul. Twarda, 2002)  
Department of Climatology (Twarda str., 2002)



Photo 7. Za dyrektorskim biurkiem (ul. Twarda, 2002)  
At the director's desk (Twarda str., 2002)



WAŻNIEJSZE PUBLIKACJE  
PROFESOR TERESY KOZŁOWSKIEJ-SZCZĘSNEJ

- 1957 – *Wyniki badań mikroklimatycznych na zwale kopalni „Dymitrow”*, Biul. Komitetu d/s GOP, PAN, Komisji Klim. i Komisji Gleb.-Górn., 11, s. 1–75.  
– *Badania klimatu lokalnego nad środkową Wisłą (w 1954 r.)*, Dokum. Geogr., 1, 32 ss.
- 1958 – *Zima roku 1951/1952 w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem opadów*, Biul. PIHM, 8, 33 ss.
- 1959 – *Badania zawartości ozonu w przyziemnej warstwie powietrza na terenie Ciechocinka*, Wiad. Uzdrow., IV, 1–2, s. 67–77.
- 1960 – *Stosunki termiczne na haldach kopalni „Barbara” w Mikołowie*, Biul. Komit. d/s GOP, PAN, Komisji Klim. i Komisji Gleb.-Górn., 36, s. 72–90.
- 1961 – *Klimat Hali Gąsienicowej*, Dokum. Geogr., 1, 42 ss. (wspólnie z M. Klapą).  
– *Klimat Ciechocinka oraz wpływ wybudowania stopnia „Ciechocinek” na klimat miejscowy*, Prace PIHM, 61, s. 47–71. (wspólnie z J. Paszyńskim i S. Zychem).
- 1964 – *Próba klasyfikacji klimatycznej miejscowości uzdrowskiej na przykładzie Ciechocinka*, Przegl. Geofiz., IX, 2, s. 249–263.  
– *An attempt at the climatological classification of the health resort of Ciechocinek*, Geogr. Polonica, 2, s. 79–84.  
– *Porównanie klimatu Ciechocinka i Inowrocławia*, Przegl. Geofiz., IX, 3–4, s. 249–263.
- 1965 – *Bioklimat Ciechocinka*, Probl. Uzdrow., 4 /26/, 8 map, 72 ss.  
– *New Soviet Publications in the Field of Complex Climatology*, Int. J. Biometeor., IX, 3, s. 261–265.
- 1966 – *Planowanie obiektów sportowych przy zakładach przemysłowych w aspekcie klimatologicznym*, Roczn. Nauk.WSWF w Poznaniu, 12, s. 279–282.
- 1967 – *Uwagi dotyczące właściwego zagospodarowania przestrzennego Ciechocinka*, Probl. Uzdrow., 5 /37/, cz. II, s. 155–164 (wspólnie z S. Zychem).  
– *Stosunki klimatyczne Gór Świętokrzyskich*, Probl. Zagosp. Ziem Górs., 4, /17, s. 79–129 (wspólnie z J. Paszyńskim).
- 1969 – *Porównanie warunków bioklimatycznych w wybranych miejscowościach Polski*, Pol. Arch. Medyc. Wewn., 42, 5 /5/, s. 737–745 (wspólnie z E. Grzędzińskim i J. Paszyńskim).
- 1970 – *Fazy fenologiczne wybranych roślin w Polsce*, Dokum. Geogr., 2, s. 31–91, 19 map (wspólnie z J. Sokołowską).

- 1972 – *A Comparison of the Bioclimatic Conditions of Seaside, Low-Land and Mountains*, Lacustrine Climatology, Proceedings of the Int. Congr., Como, Italy, May 20–23, 1971, Milano, s. 816–822 (wspólnie z E. Grzędzińskim).
- *Bioklimatyczne warunki żeglugi oceanicznej jachtem „Śmiały”*, Monografia WSWF Poznań, 40, cz. I, s. 87–101 (wspólnie z B. Krawczyk i M. Kluge).
- 1973 – *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*, Prace Geogr. IG PAN, 99, 119 ss.
- *Rozkład i przebieg albedo w Polsce*, Przegl. Geogr., 45, 2, s. 341–351.
- *Karta al'biedo Pol'si*, Időjárás, LXXVII, 5, s. 290–295.
- 1974 – *Warunki bioklimatyczne jako podstawa oceny środowiska miejscowości uzdrowiskowo-wypoczynkowych w Sudetach*, [w:] *Wykorzystanie i ochrona środowiska ziem południowo-zachodnich Polski*, PAN, Oddział we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, s. 274–290 (wspólnie z M. Kluge).
- *The distribution and annual course of the albedo in Poland*, Geogr. Polonica, 28, s. 5–17.
- *Dwadzieścia lat klimatologii w Instytucie Geografii PAN w Warszawie*, Przegl. Geogr., 46, 1, s. 129–141.
- 1975 – *Zanieczyszczenie powietrza w aspekcie bioklimatologicznym /na przykładzie Kudowy-Zdroju/*, Dokum. Geogr., cz. I, 3–4, s. 97–106 (wspólnie z M. Kluge).
- *Warunki bioklimatyczne Kudowy Zdroju /ze szczególnym uwzględnieniem zapylenia powietrza*, Probl. Uzdrow., 3/91/, s. 143–187.
- 1976 – *Bioklimat uzdrowiska Gór Izerskich, Świeradów–Czerniawa*, Probl. Uzdrow., 6–8 /104–106/ s. 51–91.
- 1977 – *Warunki bioklimatyczne uzdrowiska Cieplice Śląskie – Zdrój*, Dokum. Geogr., cz. II, 4, s. 26–67.
- 1978 – *Warunki bioklimatyczne Bolkowa*, Probl. Uzdrow., 5/127/, s. 175–197.
- *Warunki bioklimatyczne Kowar*, Probl. Uzdrow. 5/127/, s. 199–223.
- 1979 – *Bioklimat uzdrowiska Polczyn*, Dokum. Geogr., cz. III, 2, s. 25–65.
- *Izučenie klimata polskih kurortov*, [w:] *Simpozium geografski problemi pri izpolzuvanieto na kurortnija potencjal*, Varna-Družba 20–21 X, 1973, Sofia, s. 52–59.
- *Kierunki badań klimatologicznych w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w dwudziestopięcioleciu 1953–1978*, Przegl. Geogr., 51, 3, s. 487–501.
- 1980 – *Warunki bioklimatyczne Tylicza*, Probl. Uzdrow., 6/152/, s. 75–104.
- *Z badań bioklimatu uzdrowisk sudeckich*, Zesz. Nauk. UŁ, 2, 28, s. 73–94.
- 1981 – *Bioklimat Ustki – uzdrowiska w rozwoju*, Dokum. Geogr., cz. IV, 2, s. 37–84.
- 1983 – *Rola uzdrowisk polskich w leczeniu geriatrycznym*, Probl. Uzdrow., 1/2/183–184/, s. 41–54 (wspólnie z E. Grzędzińskim).
- *Bioklimaticzeskije usłowija polskich karpatskich kurotow*, X Międz. Konf. Meteorologii Karpackiej, Kraków 16–20.IX.1981. Zesz. Nauk. UJ., Prace Geogr., 57, Prace Inst. Geogr. UJ 79, s. 435–445 (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem).

- *Warunki bioklimatyczne południowego obrzeża Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*, *Studia et dissertationes, Geographia, UŚ, 7, s. 7–67* (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem).
- 1984 – *Bioklimat polskich uzdrowisk jako podstawowa cecha ich warunków środowiskowych*, *Dokum. Geogr., cz.V, 1–2, s. 13–88.*  
 – *Les conditions bioclimatiques en tant que base d'évaluation du milieu géographique des stations de cure polonaises*, *Geogr. Polonica, 49, s. 129–138.*  
 – *Metody badań bioklimatu miast*, *Materiały z I Ogólnopolsk. Konf. nt. Klimat i bioklimat miast UŁ, s. 88–99* (wspólnie z B. Krawczyk).
- 1985 – *Die Behandlung mit den radioaktiven Wässern in polnischen Kurorten*, *Proc. of Meran International Congress. Terme di Merano /Italy/, 17–19 XI 1983, Univ. of Milano, s. 122–126* (wspólnie z E. Grzędzińskim).  
 – *Ispolzovanie gornych klimaticeskich resursov dlja celej klimatoterapii i ot-dycha*, *XII Mież. Konf po Met.Karpat, Belgrad 1–5 X 1985, zbornik dokladov, s. 135–137.*  
 – *Trzydziestolecie Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN*, *Przeegl. Geogr., 57, 1–2, s. 203–213.*  
 – *Metody badań bioklimatu człowieka*, *Probl. Uzdrow., 1–2 /207–208/, 174 ss.* (wspólnie z B. Krawczyk, K. Błażejczykiem i M. Kuczmarkim).
- 1986 – *Wstępna ocena warunków bioklimatycznych Polski*, [w:] *Wyniki badań bioklimatu Polski. cz. I*, *Dokum. Geogr., 3, 17 map, 92 ss.*
- 1987 – *Typy bioklimatu Polski*, *Probl. Uzdrow. 5–6 /235–236/, s. 37–47.*  
 – *Types of Bioclimate in Poland*, *Geogr. Polonica, 53, s. 135–140.*
- 1988 – *Klimat Polski a zdrowie człowieka*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, *Wszechnica PAN, Najnowsze osiągnięcia nauki, s. 185–202.*  
 – *Warunki bioklimatyczne ograniczające możliwości leczenia uzdrowiskowego*, *Probl. Uzdrow., 5/6 /247–248/, s. 39–48* (wspólnie z E. Grzędzińskim).  
 – *Wykorzystanie zasobów klimatycznych w górach dla celów lecznictwa i wypoczynku w Polsce*, *Probl. Zagospod. Ziem Górskich, KZZG PAN, 28, s. 75–86.*
- 1990 – *Zmiany klimatu województwa katowickiego pod wpływem działalności człowieka*, [w:] *A.S. Kleczkowski (red.), Wartości środowiska przyrodniczego i zagadnienia jego ochrony*, *Studia Ośrod. Dokum. Fizjogr., 18, s. 343–368* (3 mapy).  
 – *Antropogeniczne zmiany klimatu Jastrzębia Zdroju*, *Probl. Uzdrow., 5–6 /267–268/, s. 73–93.*  
 – *Klimatyczne uwarunkowania zdrowotności w Polsce*, [w:] *Przestrzenne Problemy Zdrowotności*, *Conf. Papers IGiPZ PAN, 9, s. 71–86* (wspólnie z B. Krawczyk).  
 – *Certain bioclimatic conditions limiting the possibilities of spa treatment*, *Proc. Symp. of Human Biomet. Štrbské Pleso 8–10.XI.1988, Bratislava, Slovak Bioclimat. Soc., s. 205–210* (wspólnie z E. Grzędzińskim).

- 1991 – *Warunki bioklimatyczne Polski*, [w:] *Wyniki badań bioklimatu Polski*, cz. II, Dokum. Geogr., 1, 83 s., 11 map
- *Antropoklimat Polski /próba syntezy/*, Zeszyty IGiPZ PAN, 1, 13 map, 64 ss.
- *The Influence of Atmospheric Environment upon the Occurrence of Accidents among Construction Workers*, Energy and Building 15–16 /1990/91/ s. 749–753. Elsevier Sequoia/ Printed in The Netherlands (wspólnie z E. Grzędzińskim).
- 1992 – *Uwagi o metodach badań klimatu miast*. Zeszyty IGiPZ PAN, 6, s. 5–13
- 1993 – *Temperatura powietrza w Polsce w trzydziestoleciu 1951–1980*, [w:] *Charakterystyka termiczna Polski*, Zeszyty IGiPZ PAN, 18, s. 5–29 (17 map).
- 1994 – *Conditions bioclimatiques de la Pologne – quelques exemples des recherches regionales et locales*, Publ. de l'Assoc. Int de Climat., 7, s. 163–168 (wspólnie z K. Błażejczykiem).
- *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953–1993*, Dokum. Geogr., IGiPZ PAN, 5–6, 138 ss.
- *Recent bioclimatological studies in Poland*, Geogr. Polonica, 63, s. 37–49 (wspólnie z K. Błażejczykiem i B. Krawczyk).
- 5 map: *Średnia liczba dni gorących w roku; Typy bioklimatu; Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną w roku; Średnia liczba dni z burzą w roku; Regiony bioklimatyczne*, [w:] *Atlas Środowiska Geograficznego Polski*, S. Leszczycki (red), IGiPZ PAN, Wyd. Agencja Rekl. – Wyd. A. Gregorczyk.
- 5 map: *Średnia temperatura powietrza w styczniu; w kwietniu; w lipcu; w październiku, w roku*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, IGiPZ PAN, Główny Geodeta Kraju, PPWK.
- 1995 – *Antropogeniczne zmiany warunków radiacyjnych w Warszawie*, [w:] K. Kłysik (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. UŁ, s. 87–97 (wspólnie z J. Podogrockim).
- *Warunki bioklimatyczne Supraśla*, Zeszyty IGiPZ PAN, 33, (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem) 68 ss.
- *Heat exchange on an active surface as the basis of evaluation of urban and industrial areas*, [w:] A. Vaishar (red.), *Geography and urban environment*, Papers of the 1<sup>st</sup> Moravian Geographical Conference, CONGEO 95, Brno, Czech Republic, September 4–9 1995, s. 6–10 (wspólnie z B. Krawczyk).
- *Warunki bioklimatyczne Supraśla jako podstawa zagospodarowania przestrzennego*, Baln. Pol., 37, 3–4, s. 108–114, (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem).
- *Zakład Klimatologii IGiPZ PAN w latach 1954–1994*, Przegl. Geogr., 67, 3–4, s. 211–223.
- 1996 – *Środowisko fizycznogeograficzne – niektóre zagadnienia*, [w:] *Atlas Warszawy*, IGiPZ PAN, 4, s. 7–28, 83 mapy, 111 ss. (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem).

- 1997 – *Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*, Monografie, 1, IGiPZ PAN, Warszawa, 11 map, (wspólnie z K. Błażejczykiem i B. Krawczyk), 200 ss.
- *Zasoby lecznicze uzdrowisk w Polsce*, Baln. Pol., XXXIX, 1–2, s. 122–133.
- 1998 – *Promieniowanie słoneczne i jego wpływ na organizm człowieka*, Baln. Pol., 40, 1–2, (wspólnie z K. Błażejczykiem), s. 130–141.
- 1999 – *Wykorzystanie zasobów środowiska geograficznego wschodniego pogranicza Polski dla lecznictwa i turystyki*, [w:] R. Horodeński, M. Rościszewski (red.), *Wschodnia Strefa Aktywności Gospodarczej*, WSE Białystok, s. 87–109.
- *Osobliwości warunków bioklimatycznych Ciechocinka – wybrane zagadnienia*, Bal. Pol., 41, 1–2, (wspólnie z K. Błażejczykiem), s. 126–132.
- 2000 – *Stan badań klimatu i bioklimatu uzdrowisk polskich*, Dokum. Geogr., 16, 61 ss.
- *Krasnobród jako przyszłe uzdrowisko klimatyczne, borowinowe*, Baln. Pol., 62, 3–4, (wspólnie z K. Błażejczykiem i B. Krawczyk), s. 112–121.
  - *Możliwości rozwoju uzdrowisk na wschodnim pograniczu Polski*, [w:] R. Horodeński (red.), *Strategia rozwoju pogranicza wschodniego Polski*, WSE Białystok, Studia Regionalne 2, (wspólnie z B. Krawczyk), s. 410–426.
- 2001 – *Warunki bioklimatyczne Ciechocinka*, [w:] Sz. Kubiak (red.), *Ciechocinek. Dzieje uzdrowiska*, LEGA, Włocławek, Włocławskie Tow. Naukowe (wspólnie z K. Błażejczykiem), s. 112–140.
- *Bioklimat Krasnobrodu*, Dokum. Geogr., 24, (wspólnie z K. Błażejczykiem i B. Krawczyk), 53 ss.
  - *Charakterystyczne cechy klimatu Warszawy*, [w:] B. Krawczyk, G. Węclawowicz (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji Warszawskiej*, Prace Geogr., 180, (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem), s. 39–56.
- 2002 – *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*, Monografie IG i PZ PAN, 3, (wspólnie z K. Błażejczykiem, B. Krawczyk, D. Limanówką), 611 ss.
- *Warunki bioklimatyczne uzdrowisk polskich*, Baln. Pol. w druku (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem).
  - *Bioclimatic conditions of Polish health resorts*, Geogr. Polonica, w druku (wspólnie z B. Krawczyk i K. Błażejczykiem).
  - *Jubileusz Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 1953–2003*, Dokum. Geogr.

1.1.1.1	1.1.1.1
1.1.1.2	1.1.1.2
1.1.1.3	1.1.1.3
1.1.1.4	1.1.1.4
1.1.1.5	1.1.1.5
1.1.1.6	1.1.1.6
1.1.1.7	1.1.1.7
1.1.1.8	1.1.1.8
1.1.1.9	1.1.1.9
1.1.1.10	1.1.1.10
1.1.1.11	1.1.1.11
1.1.1.12	1.1.1.12
1.1.1.13	1.1.1.13
1.1.1.14	1.1.1.14
1.1.1.15	1.1.1.15
1.1.1.16	1.1.1.16
1.1.1.17	1.1.1.17
1.1.1.18	1.1.1.18
1.1.1.19	1.1.1.19
1.1.1.20	1.1.1.20
1.1.1.21	1.1.1.21
1.1.1.22	1.1.1.22
1.1.1.23	1.1.1.23
1.1.1.24	1.1.1.24
1.1.1.25	1.1.1.25
1.1.1.26	1.1.1.26
1.1.1.27	1.1.1.27
1.1.1.28	1.1.1.28
1.1.1.29	1.1.1.29
1.1.1.30	1.1.1.30
1.1.1.31	1.1.1.31
1.1.1.32	1.1.1.32
1.1.1.33	1.1.1.33
1.1.1.34	1.1.1.34
1.1.1.35	1.1.1.35
1.1.1.36	1.1.1.36
1.1.1.37	1.1.1.37
1.1.1.38	1.1.1.38
1.1.1.39	1.1.1.39
1.1.1.40	1.1.1.40
1.1.1.41	1.1.1.41
1.1.1.42	1.1.1.42
1.1.1.43	1.1.1.43
1.1.1.44	1.1.1.44
1.1.1.45	1.1.1.45
1.1.1.46	1.1.1.46
1.1.1.47	1.1.1.47
1.1.1.48	1.1.1.48
1.1.1.49	1.1.1.49
1.1.1.50	1.1.1.50
1.1.1.51	1.1.1.51
1.1.1.52	1.1.1.52
1.1.1.53	1.1.1.53
1.1.1.54	1.1.1.54
1.1.1.55	1.1.1.55
1.1.1.56	1.1.1.56
1.1.1.57	1.1.1.57
1.1.1.58	1.1.1.58
1.1.1.59	1.1.1.59
1.1.1.60	1.1.1.60
1.1.1.61	1.1.1.61
1.1.1.62	1.1.1.62
1.1.1.63	1.1.1.63
1.1.1.64	1.1.1.64
1.1.1.65	1.1.1.65
1.1.1.66	1.1.1.66
1.1.1.67	1.1.1.67
1.1.1.68	1.1.1.68
1.1.1.69	1.1.1.69
1.1.1.70	1.1.1.70
1.1.1.71	1.1.1.71
1.1.1.72	1.1.1.72
1.1.1.73	1.1.1.73
1.1.1.74	1.1.1.74
1.1.1.75	1.1.1.75
1.1.1.76	1.1.1.76
1.1.1.77	1.1.1.77
1.1.1.78	1.1.1.78
1.1.1.79	1.1.1.79
1.1.1.80	1.1.1.80
1.1.1.81	1.1.1.81
1.1.1.82	1.1.1.82
1.1.1.83	1.1.1.83
1.1.1.84	1.1.1.84
1.1.1.85	1.1.1.85
1.1.1.86	1.1.1.86
1.1.1.87	1.1.1.87
1.1.1.88	1.1.1.88
1.1.1.89	1.1.1.89
1.1.1.90	1.1.1.90
1.1.1.91	1.1.1.91
1.1.1.92	1.1.1.92
1.1.1.93	1.1.1.93
1.1.1.94	1.1.1.94
1.1.1.95	1.1.1.95
1.1.1.96	1.1.1.96
1.1.1.97	1.1.1.97
1.1.1.98	1.1.1.98
1.1.1.99	1.1.1.99
1.1.1.100	1.1.1.100



Татьяна Константинова

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РЕСПУБЛИКЕ МОЛДОВА (ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ)

Влияние климата на жизнь человека многостороннее. Практически климат влияет на все виды хозяйственной деятельности, прямо или косвенно определяя и образ жизни людей, и их здоровье.

Начало климатических исследований в Республике Молдова приходится на конец 19 столетия (1886 г), когда были организованы инструментальные наблюдения за состоянием воздуха и почв. Накопившиеся за многолетний период режимные данные наблюдений нашли свое отражение в ряде справочных пособий, изданных в 60<sup>е</sup> годы и включающих значительное число показателей, характеризующих климатический режим территории республики.

Важным этапом в изучении климата региона явилось издание монографии Г.Ф. Лассе *Климат Молдавской ССР* (1978), которая являла собой первое комплексное описание климата республики.

В это же время выходит в свет *Атлас Молдавской ССР*, в котором должное место занимает раздел *Климат*. Климатические карты отображали пространственно-временную изменчивость радиационных показателей, температуры воздуха и почв, ветрового режима, осадков, а также неблагоприятных явлений погоды.

Как известно, основными природными богатствами Республики Молдова являются плодородные почвы и благодатный климат.

Несмотря на небольшую занимаемую площадь (33,7 тыс. км<sup>2</sup>), территория республики характеризуется значительной пестротой почвенно-климатических условий. Эта пестрота обусловлена во многом особенностями геоморфологического строения.

Склоны занимают 2/3 площади республики, на долю северных приходится 20% площади всех склоновых земель, восточные, южные и западные склоны занимают остальную часть площади, почти равномерно.

Неоднородность подстилающей поверхности (рельефа и почв) нарушает зональный характер распределения метеовеличин и обуславливает значительные их различия даже в пределах ограниченных территорий.

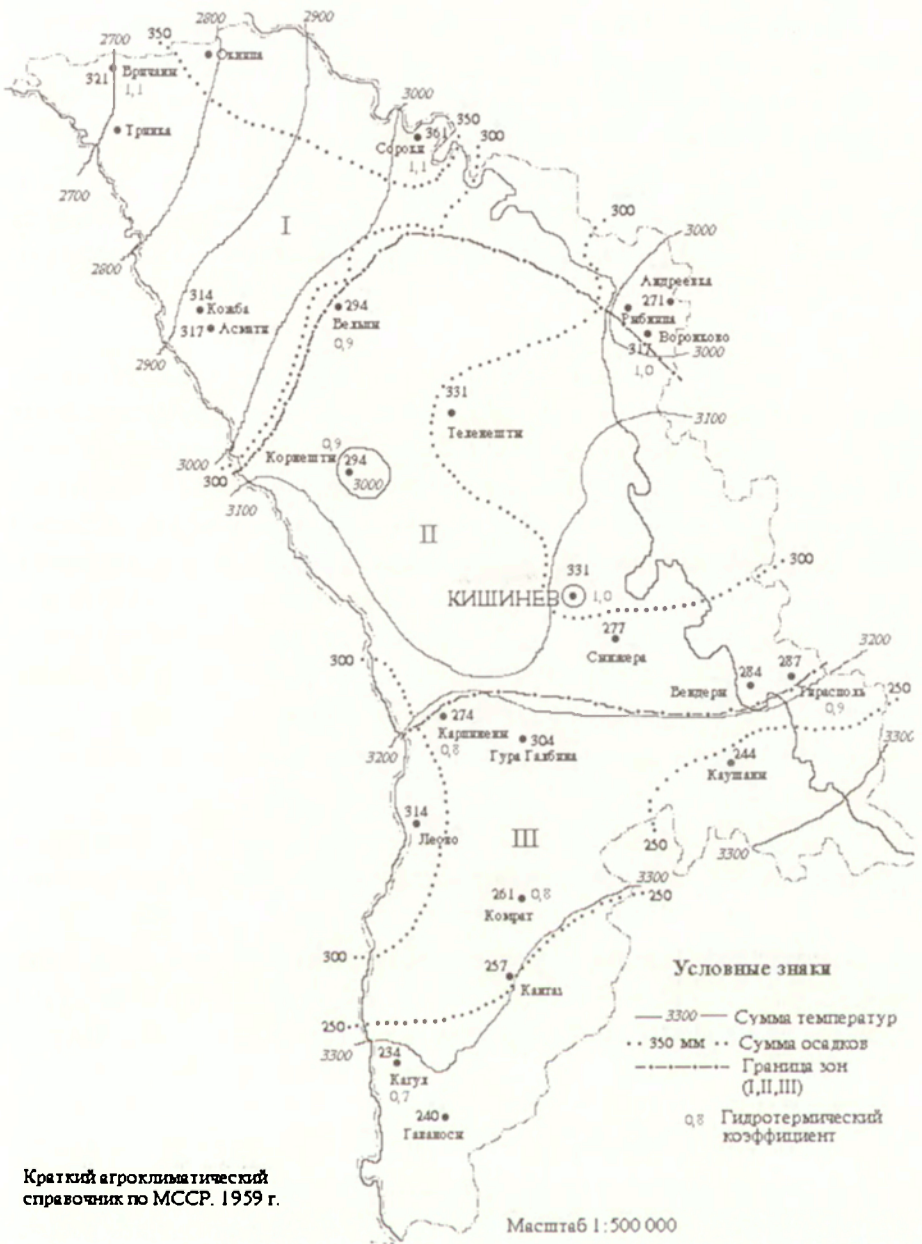
С учетом того, что продуктивность агроландшафтов определяется во многом климатическими и погодными условиями, их знание и учет повышают эффективность территориальной организации производства.

Так как сельское хозяйство в Республике Молдова всегда было ведущей отраслью экономики, интерес к ее обеспеченности климатическими ресурсами был большой. Эффективному использованию климатического потенциала территории республики призвано было способствовать составление карт климатических и агроклиматических ресурсов, наиболее удобно представленной научно-справочной информации для практического использования. Среди первых работ подобного рода была схема агроклиматического районирования Молдавской ССР, включенная в изданный в 1959 году *Краткий агроклиматический справочник по Молдавской ССР*. В результате проведенного районирования на территории республики были выделены 3 агроклиматические зоны, отличающиеся между собой по суммам температур, суммам осадков и значением гидрометеорологического коэффициента. Данное районирование отображало фоновое распределение гидрометеорологических ресурсов (рис. 1).

По мере накопления данных наблюдений появилась возможность дополнить и детализировать имеющуюся информацию об агроклиматических ресурсах. В начале 90 годов республиканской гидрометеослужбой была разработана карта агроклиматического районирования Молдавской ССР, которая включала, кроме температурно-влажностных характеристик, и показатели условий перезимовки сельхозкультур. В отличие от первой схемы агроклиматического районирования на данной карте выделены 3 района с двумя подрайонами.

Тем не менее, выделенные на территории Молдовы три агроклиматических района с двумя подрайонами все еще не отражали с достаточной полнотой разнообразие условий тепла и влаги, формирующихся под влиянием в первую очередь неоднородного рельефа и обуславливающих различия в продуктивности геосистем.

Специалистами республиканской гидрометеослужбы были картированы и отдельные элементы климата, например, средняя температура самого теплого и самого холодного месяцев года, суммы осадков, суммы температур.



Краткий агроклиматический справочник по МССР. 1959 г.

Рис. 1. Схема агроклиматического районирования Р. Молдова  
 Mapa regionów agroklmatycznych Republiki Mołdawii

Недоучет особенностей рельефа обуславливал и схематичность представления на картах отдельных метеоэлементов. Так, например, температура января и июля характеризовалась лишь тремя изотермами  $-5^{\circ}$ ;  $-4^{\circ}$ ;  $-3^{\circ}$  и 20, 21 и  $22^{\circ}\text{C}$  соответственно.

Повышение эффективности использования климатического потенциала требовало существенной его детализации. Последнее предусматривало большой объем полевых наблюдений за метеорологическими элементами в различных почвенно-геоморфологических условиях.

Детализация климатического потенциала территории Молдовы потребовала организации и проведения экспериментальных микроклиматических исследований. Указанные исследования велись на протяжении ряда лет на четырех эколого-географических полигонах, охватывающих все ландшафтные области Молдовы. Точки наблюдений были расположены на водораздельном плато, днищах долин, в верхних, средних и нижних частях склонов различной ориентации и крутизны. Программа работ на полигонах включала наблюдение за солнечной радиацией, температурой и влажностью воздуха и почв на разных уровнях, осадками, направлением и скоростью ветра.

О влиянии рельефа на формирование поля температур говорят данные таблицы I.

Получение поправок на рельеф для температуры воздуха, а также для сумм осадков позволяло начать восстановление метеорологических полей, и эта работа была выполнена для некоторых хозяйств.

Так как эффективность сельскохозяйственного производства во многом определяется обеспеченностью и соответствием природных условий требованиям возделываемых культур, особую значимость приобретала оценка климатического потенциала территории. Наряду с использованием традиционных методов исследований шел поиск новых, которые позволяли ускорить получение надежных данных о климатическом режиме конкретных районов, местоположений и т.д.

В конце 80 годов в институте географии АН РМ были начаты работы по созданию региональной географической информационной системы (ГИС), ориентированной на сбор и систематизацию информации о природных ресурсах территории республики.

При разработке ГИС особое место было уделено созданию цифровой модели рельефа, базы данных *Климат*, которая включала многолетние режимные данные сети метеостанций.

Таблица 1. Разность температуры воздуха между данными на разных высотах и склонах различной экспозиции и данными для ровного места

Высота, м	Экспозиция							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Разность средней декадной температуры воздуха (dсg)								
100	-1.0	-1.0	-1.0	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-1.0
150	-1.5	-1.5	-1.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-1.5
200	-1.5	-1.5	-1.5	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.5
250	-1.5	-1.5	-1.5	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.5
300	-2.5	-2.5	-2.5	-1.5	-1.5	-1.5	-1.5	-2.5
350	-2.5	-2.5	-2.5	-1.5	-1.5	-1.5	-1.5	-2.5
Разность минимальной температуры воздуха (dсg) за декаду								
50	2.0	2.0	1.5	1.5	1.0	1.0	1.5	1.5
100	3.0	3.0	2.5	2.5	3.0	3.0	2.5	2.5
150	3.0	4.0	3.0	4.0	5.0	5.0	5.0	4.5
200	4.0	4.0	4.0	5.0	5.0	5.5	6.5	5.5
250	4.0	4.0	4.0	5.0	6.0	5.5	5.5	6.5
300	4.5	4.5	4.5	5.5	6.0	6.0	6.0	6.5
350	5.0	5.0	5.0	6.0	6.5	6.5	6.5	7.0
Разность максимальной температуры воздуха (deg) за декаду								
50	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
100	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
150	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	-1.0	-1.5	-1.0
200	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0
250	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0	-2.0
300	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5
350	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0	-3.0

Наличие ранее составленного экологического паспорта метеостанций и постов (географическая широта, долгота, высота местности, крутизна и экспозиция склонов и т.д.) позволило установить статистические связи между конкретными метеопараметрами и физико-географическими условиями. Полученные зависимости были положены в основу картографического моделирования температуры, осадков и др.

О влиянии рельефа на формирование поля температуры наглядно свидетельствуют приведенные ниже карты температуры самого теплого (июль) и самого холодного (январь) месяцев (рис. 2, 3).

Неоднородность поля температуры как теплого, так и холодного периодов определяет различия в обеспеченности вегетационного цикла растений климатическими ресурсами и, как следствие, в уровне урожайности.

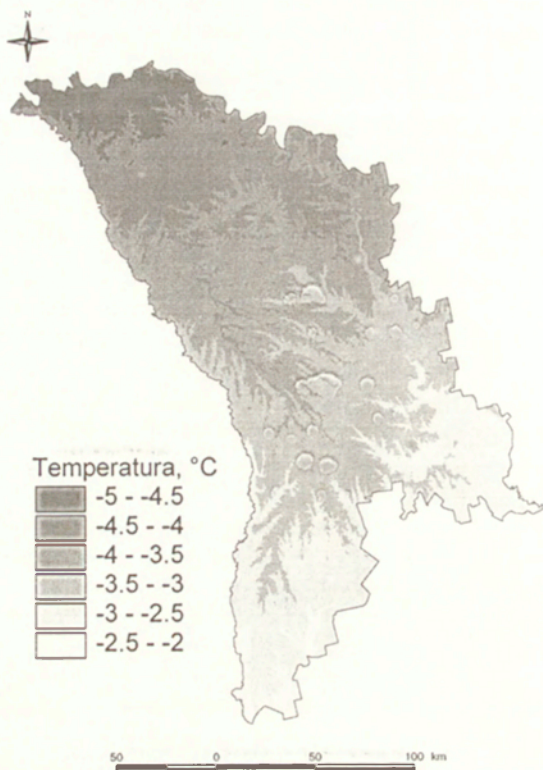


Рис. 2. Среднемесячная температура января на территории Р. Молдова (1961–1996)

Średnia temperatura stycznia na terytorium Republiki Moldawii (1961–1996)

Создание подобных карт позволяет учесть особенности, в данном случае температурных, условий при размещении сельскохозяйственных культур.

Одним из основных климатических факторов, лимитирующих сельское хозяйство в Молдове, является влага. Расположенная в зоне недостаточного увлажнения, республика характеризуется незначительными суммами осадков, которые к тому же распределяются неравномерно как во времени, так и в пространстве. Первое изображение распределения сумм осадков в междуречье Прута и Днестра было выполнено в 1915 году К. Дончу на основе наблюдений за 1891–1915 гг., и хотя период наблюдений был непродолжителен, тем не менее автору удалось отобразить а зональный характер их распределения на данной территории (рис. 4).

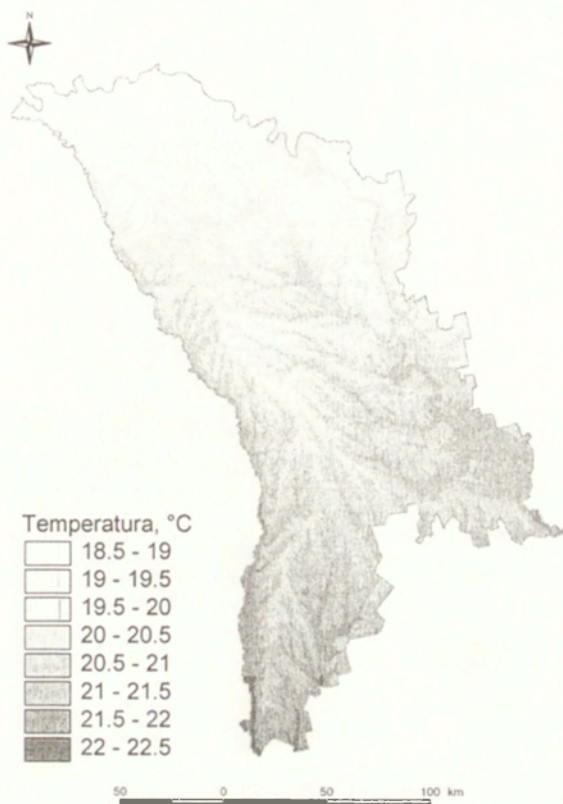


Рис. 3. Среднемесячная температура июля на территории Р. Молдова (1961–1996)  
Średnia temperatura lipca na terytorium Republiki Moldawii (1961–1996)

Несколько позже (80-е годы) была составлена другая карта, в основу которой был положен длинный ряд наблюдений большего числа метеостанций, что обеспечило передачу более обширной информации о режиме увлажнения. Но и эта карта не отвечала растущим требованиям практиков.

В настоящее время, с использованием современных технологий, составлена карта осадков с учетом местных физико-географических условий. Анализ карты распределения осадков наглядно демонстрирует, что даже на небольшой по площади территории имеются регионы с оптимальными и близкими к ним условиями увлажнения, а также районы, где развитие сельскохозяйственного производства требует применения искусственного орошения (рис. 5).

Использование современных технологий, кроме картографического моделирования полей температуры и осадков, открывает и многие другие

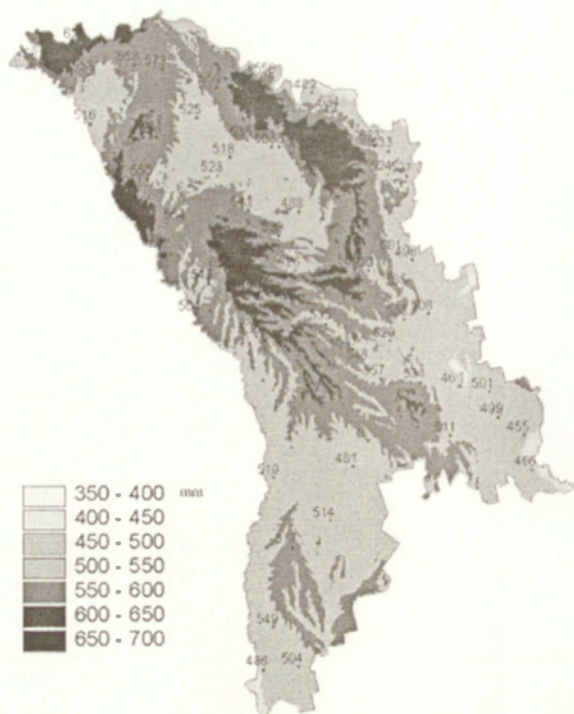


Рис. 4. Годовое распределение осадков (1891–1915)

Sumy rocznych opadów (1891–1915)

возможности по исследованию конкретных территорий: климатического и агроклиматического потенциала; неблагоприятных явлений погоды; тенденций изменения климата и связанных с ними изменений в агроклиматических ресурсах и т.д.

В последние годы мы являемся свидетелями новых дискуссий относительно изменений глобального климата и «реакций» на эти изменения региональных климатических систем. Что касается климата территории республики, то отмечается изменение условий перезимовки многолетних культур, так, например, чаще наблюдаются дни с положительными температурами в зимний период. Некоторую тенденцию к увеличению обнаруживают и годовые суммы осадков, что убедительно показывает сравнительный анализ средних многолетних сумм, рассчитанных за период 1891–1964 и 1891–1980, количественные значения которых составили в центральной части Молдовы 476 мм и 523 мм соответственно.



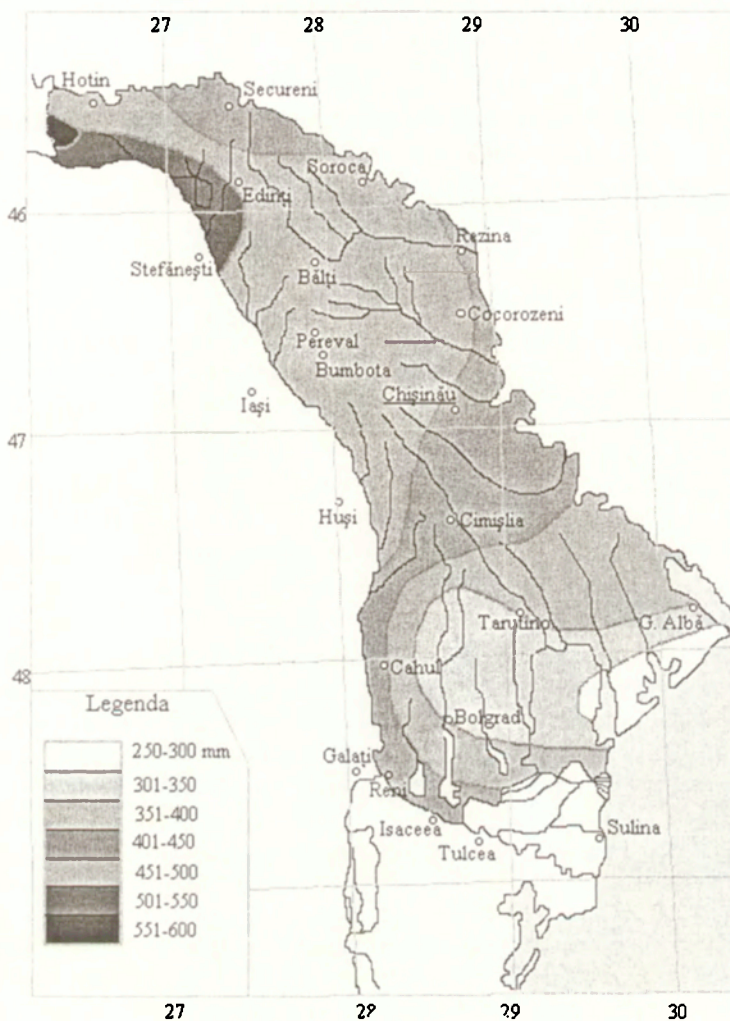


Рис. 5. Годовое распределение осадков (1961–1996)

Sumy rocznych opadów (1961–1996)

Созданная база данных, которая включает всю информацию за весь период инструментальных наблюдений и соответствующее программное обеспечение, позволит в перспективе создать научно-справочную основу региональной организации территории, включая последствия возможных изменений глобального климата.

## ЛИТЕРАТУРА

*Атлас Молдавской ССР*, 1978, Москва.

*Агроклиматический справочник по Молдавской ССР*, 1959, Кишинев.  
Издательство „Картя Молдовеняскэ”.

Лассе Г.Ф., 1978, *Климат Молдавской ССР*. Ленинград.

BADANIA KLIMATYCZNE W REPUBLICIE MOŁDAWII  
(WYNIKI I PERSPEKTYWY)

Streszczenie

W pracy przedstawiono przegląd badań klimatu Mołdawii, których początek przypada na koniec XIX wieku (ryc. 4). Pierwszy atlas klimatyczny kraju ukazał się dopiero w 1978. Jednak potrzeby rolnictwa, głównej gałęzi gospodarki Mołdawii sprawiły, że w 1959 r. opublikowano krótki poradnik agroklimatyczny, w którym znalazła się mapa regionów agroklimatycznych (ryc. 1).

Na podstawie szczegółowych badań terenowych prowadzonych przez szereg lat w różnych typach rzeźby terenu Mołdawii, to znaczy na grzbiecie wododziałowym, w dnach dolin, na zboczach o różnej ekspozycji, wyznaczono różnice temperatury w odniesieniu do terenu płaskiego (tab. 1). Pod koniec lat 80. w Instytucie Geografii AN RM rozpoczęto prace nad oceną zasobów klimatycznych kraju przy pomocy metod GIS. Skonstruowano cyfrowy model rzeźby terenu, utworzono bazę danych klimatologicznych i określono statystyczne związki pomiędzy parametrami meteorologicznymi i elementami rzeźby terenu. Prace te miały na celu opracowanie metody kartograficznego modelowania temperatury powietrza i opadów (ryc. 2, 3, 5). W badaniach klimatu Mołdawii, z uwagi na wymagania rolnictwa, dużą uwagę przywiązuje się do poznania warunków opadowych i zawartości wody w glebie. Uwzględniając miejscowe warunki fizycznogeograficzne skonstruowano mapę sum opadów (ryc. 5), która ilustruje znaczne zróżnicowanie przestrzenne warunków opadowych Mołdawii. Na stosunkowo niedużej powierzchni kraju (33,7 tys. km<sup>2</sup>) występują obszary zarówno o optymalnych (dla rolnictwa) warunkach opadowych, jak i wymagające sztucznego nawadniania. Opracowane w Zakładzie Klimatologii IG AN Mołdawii metody badań klimatu miejscowego mają przede wszystkim na celu bonitację agroklimatyczną kraju na potrzeby gospodarki kraju.

*Adres autora:*

*Tatiana Konstantinowa*

*Moldavian Academy of Sciences, Institute of Geography  
1 Academiei Str., 277028 Kishinau*

*e-mail: moldava@geograph.mldnet.com*

Urszula Kossowska-Cezak

## UWARUNKOWANIA CYRKULACYJNE DUŻYCH ZMIAN TEMPERATURY Z DNIA NA DZIEŃ W WARSZAWIE

### 1. WPROWADZENIE

Fakt, że zmiana kierunku napływu mas powietrznych może prowadzić do gwałtownego ocieplenia lub ochłodzenia jest znany z powszechnej obserwacji. Próba charakterystyki liczbowej tej zależności była podjęta wcześniej (Kossowska-Cezak 1987) na podstawie 70-letniej (1901–1970) serii obserwacyjnej z terenu Warszawy. Opracowanie to dotyczyło wszystkich charakterystyk termicznych doby, tzn. temperatury średniej dobowej, maksymalnej i minimalnej. Dane pochodziły ze stacji śródmiejskiej Obserwatorium Astronomiczne i były jednorodne dopiero od roku 1923, a ponadto zawierały luki spowodowane działaniami wojennymi. Obecnie zgromadzenie pełnej serii pomiarów z okresu 1951–2000 z peryferyjnej (praktycznie zamiejskiej) stacji meteorologicznej Warszawa–Okęcie stało się bodźcem do ponownego podjęcia zagadnienia dużych zmian temperatury.

Niestety, w tym 50-leciu zmieniono terminy obserwacji i sposób obliczania wartości średniej dobowej temperatury. Ponieważ nie ma możliwości ujednolicenia danych, wypada je uznać z dobrą wiarą za jednorodne.

Celem niniejszego opracowania jest określenie wpływu warunków cyrkulacyjnych na znaczne ocieplenia i ochłodzenia na przykładzie stacji Warszawa–Okęcie.

W dalszej części opracowania zmienność/zmiany temperatury z dnia na dzień będą nazywane po prostu zmiennością/zmianami.

### 2. MATERIAŁ I METODA

W celu określenia zależności pomiędzy występowaniem dni z dużymi zmianami temperatury a typem cyrkulacji atmosferycznej, posłużono się klasyfikacją typów cyrkulacji B. Osuchowskiej-Klein (1975, 1978, 1991). Opracowane przez nią katalogi obejmują okres tylko do roku 1990, w związku

z tym typy cyrkulacji z lat 1991–1995 zaczerpnięto z udostępnionego na potrzeby niniejszego opracowania kalendarza opracowanego przez D. Baranowskiego<sup>1</sup>. Brak takiego kalendarza z lat 1996–2000 powoduje, że zagadnienie wpływu cyrkulacji na zmienność temperatury z dnia na dzień jest ograniczone do 45 lat: od 1951 do 1995 r. W tych latach stwierdzono 560 dni z dużymi zmianami temperatury spośród 619 odnotowanych w całym badanym 50-leciu.

B. Osuchowska-Klein wyróżniła nad Polską 13 typów cyrkulacji. W opracowaniu odstąpiono od kolejności typów ustalonej przez autorkę klasyfikacji i uporządkowano je w następujący sposób:

typy cyklonalne	typy antycyklonalne
E <sub>0</sub> – północno-wschodni i wschodni	E – północno-wschodni E <sub>1</sub> – wschodni i południowo-wschodni
F – południowo-wschodni	
B – południowy	D <sub>2</sub> C – południowy i południowo-zachodni
D – południowo-zachodni	
A – zachodni	C <sub>2</sub> D – zachodni
CB – północno-zachodni	E <sub>2</sub> C – północno-zachodni

Ponadto wyróżniono typy: G – antycyklonalny centralny (wyż z centrum nad Polską) i BE – pośredni między cyklonalnym i antycyklonalnym południowym. Sytuacje nieokreślone oznaczono jako X.

W opracowaniu nie uwzględniono podanego w katalogu stopnia podobieństwa sytuacji synoptycznej w danym dniu do typu wzorcowego. Rozpatrzono częstość typów cyrkulacji w grupie dni z określonym rodzajem dużych zmian temperatury z dnia na dzień (dzień 0 – „dziś”) oraz w dwóch poprzednich (-1 – „wczoraj” i -2 – „przedwczoraj”), a w przypadkach wzrostu temperatury minimalnej i spadku temperatury maksymalnej również 3 dni przed zmianą (dzień -3).

W poszczególnych dniach skokowej zmiany ulegają różne charakterystyki termiczne doby, dlatego też osobno rozpatrzono te dni, w których rzeczywiście zachodzi ta zmiana i osobno te, co do których zachodzi prawdopodobieństwo, że zmiana mogła zajść już poprzedniej doby (wzrosty wyłącznie temperatury minimalnej i spadki wyłącznie temperatury maksymalnej).

Liczba dni z dużymi zmianami temperatury wykazuje wyraźny przebieg roczny, zróżnicowaniu też ulega rodzaj dominujących zmian (ryc. 1). Na tej

<sup>1</sup> Dr Dariusz Baranowski jest pracownikiem Pomorskiej Akademii Pedagogicznej w Słupsku. W tym miejscu składam mu serdeczne podziękowania za udostępnienie wspomnianego kalendarza.



Ryc. 1. Liczba dni ze zmianami temperatury z dnia na dzień  $> 8,0^{\circ}\text{C}$  (Warszawa–Okęcie, 1951–2000). 1 – wszelkie wzrosty oprócz temperatury minimalnej, 2 – wzrosty wyłącznie temperatury minimalnej, 3 – wszelkie spadki oprócz temperatury maksymalnej, 4 – spadki wyłącznie temperatury maksymalnej

Numbers of days with day-to-day changes of air temperature  $> 8,0^{\circ}\text{C}$  (Warsaw–Okęcie, 1951–2000). 1 – every increases except minimum temperature, 2 – increases of minimum temperature, 3 – every decreases except maximum temperature, 4 – decreases of maximum temperature

podstawie rok podzielono na 5 okresów: 1) od grudnia do lutego, 2) marzec, 3) kwiecień i maj, 4) od czerwca do sierpnia, 5) od września do listopada. Analiza typów cyrkulacji w dniach z dużymi zmianami temperatury została dokonana osobno w każdym z tych okresów.

Tabela 1. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej nad Polską [%] w różnych okresach roku (1951–1995)

Okres	Typy cyrkulacji													
	cyklonalne					antycyklonalne							pośredni	nieokreślony
	E <sub>0</sub>	F	B	D	A	CB	E	E <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> C	C <sub>2</sub> D	E <sub>2</sub> C	G	BE	X
XII-II	8,1	2,8	6,8	9,2	10,2	13,6	9,8	11,8	4,4	9,9	4,2	5,8	1,4	2,0
III	7,2	4,0	5,7	9,2	8,4	13,5	13,9	15,2	4,1	7,2	3,4	3,4	2,3	2,5
IV-V	13,0	7,8	6,4	4,3	5,1	12,0	20,5	7,0	2,3	8,3	5,3	2,7	1,5	3,7
VI-VIII	12,8	2,7	2,9	4,4	6,8	16,9	19,5	4,0	2,8	15,5	3,9	3,4	0,5	3,9
IX-XI	6,4	2,7	5,8	9,0	8,3	14,0	10,6	11,8	4,8	11,1	4,6	6,1	2,7	1,6

Objaśnienia: Szarym tłem wyróżniono wartości stanowiące maksimum częstości danego typu w przebiegu rocznym, a pogrubiono dwie największe wartości w każdym okresie.

Dla celów porównawczych podano średni udział wyróżnionych typów cyrkulacji w każdym z wydzielonych okresów w całym 45-leciu 1951–1995 (tab. 1). Udział ten jest wyraźnie zróżnicowany, co stanowi dodatkowe uzasadnienie podziału roku na wymienione okresy.

### 3. WYNIKI

#### 3.1. CZĘSTOŚĆ ZMIAN TEMPERATURY Z DNIA NA DZIEŃ RÓŻNEJ WIELKOŚCI

Zmiany temperatury z dnia na dzień przybierają najczęściej niewielkie wartości – od 0,0 do 2,0°C. Udział tego zakresu zmian temperatury średniej dobowej wynosi 64% dni w roku (234 dni), maksymalnej 55% (200 dni) i minimalnej 52% (191 dni) (tab. 2). Najwięcej tak małych zmian temperatury średniej dobowej i minimalnej, jest w lipcu i sierpniu, najmniej od grudnia do lutego, a maksymalnej temperatury odpowiednio: od października do grudnia i od marca do lipca. Dość znaczny jest jeszcze udział zmian od 2,1 do 4,0°C; zmiany większe od 4°C – zwłaszcza temperatury średniej dobowej – występują rzadko. Największe zmiany mogą jednak sięgać nawet kilkunastu stopni, ale zdarzają się one sporadycznie – 1–2 dni w roku, wyłącznie w chłodnej części roku.

Za skrajnie duże można przyjąć zmiany przekraczające 8°C, które mogą się pojawiać w ciągu całego roku. Ich udział w przypadku temperatury średniej dobowej wynosi 0,7% (średnio 2–3 dni w roku); w 50-leciu zanotowano ich 119 (54 przypadki wzrostu i 65 przypadków spadku), chociaż temperatura średnia dobowa nieco częściej z dnia na dzień wzrasta niż maleje (tab. 2).

Tabela 2. Częstość [%] zmian z dnia na dzień temperatury średniej dobowej, maksymalnej i minimalnej oraz udział wzrostów i spadków. Warszawa–Okęcie, 1951–2000

Zmiany temperatury	Wielkość zmiany (°C)							Kierunek zmiany		
	0,0–1,0	1,1–2,0	2,1–4,0	4,1–6,0	6,1–8,0	8,1–10,0	> 10,0	Wzrost	0,0	Spadek
Średniej	37,2	26,9	25,9	7,5	1,8	0,5	0,2	50,5	1,9	47,6
Maksymalnej	31,3	23,6	28,5	11,6	3,5	1,2	0,3	50,2	1,8	48,0
Minimalnej	29,5	22,8	29,1	12,6	4,2	1,2	0,6	47,3	1,7	51,0

Temperatura maksymalna odznacza się większą zmiennością niż średnia, toteż udział zmian przekraczających 8,0°C jest dwukrotnie większy i wynosi 1,5% (średnio 5–6 dni w roku). Zmian takich było 274: 120 wzrostów i 154

spadki; ogólnie jednak temperatura maksymalna – podobnie jak średnia – z dnia na dzień częściej wzrasta niż maleje.

W przypadku temperatury minimalnej, podlegającej największym zmianom i odznaczającej się przewagą spadków nad wzrostami, udział zmian powyżej 8,0°C wynosi 1,8% (6–7 dni w roku). W 50-leciu stwierdzono 334 takie zmiany: 227 wzrostów i 107 spadków.

Temperatura średnia i maksymalna częściej wykazuje więc wzrost niż spadek, temperatura minimalna zaś odwrotnie: częściej z dnia na dzień maleje niż wzrasta, natomiast sporadycznie gwałtownie się podnosi.

### 3.2. DNI Z DUŻYMI ZMIANAMI TEMPERATURY Z DNIA NA DZIEŃ

Za dni z dużymi zmianami przyjęto te, w których przynajmniej jedna z charakterystyk termicznych doby zmieniała się o więcej niż 8,0°C. Zmian takich w latach 1951–2000, w Warszawie, było 727, wzrostów – 401, spadków – 326. Przypadły one na 619 dni: 344 ze wzrostami i 275 ze spadkami (tab. 3). W tych dniach skokowej zmianie najczęściej podlegała tylko jedna z charakterystyk termicznych doby – przeważnie był to wzrost temperatury minimalnej (204 dni) bądź spadek temperatury maksymalnej (138 dni). Tylko w 80 dniach dużej zmianie uległy dwie z rozpatrywanych charakterystyk – najczęściej średnia i jedno z ekstremów i tylko w 13 dniach – wszystkie trzy.

Dni z dużymi zmianami temperatury przeważnie występują pojedynczo, czasem jednak tworzą ciągi dwudniowe: w pierwszym dniu wzrasta temperatura średnia i/lub maksymalna, a w drugim minimalna (21 przypadków) lub

Tabela 3. Liczba dni ze zmianami temperatury z dnia na dzień > 8,0°C.  
Warszawa–Okęcie, 1951–2000

Zmiana	Temperatura	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Wzrost	śr.	3	3	–	–	–	–	–	–	1	–	–	3	10
	max	4	3	12	16	16	4	9	3	5	6	4	1	83
	śr.+max	8	2	3	2	1	–	–	–	–	5	1	2	24
	min	45	41	23	13	7	8	4	3	11	18	14	17	204
	śr.+min	1	7	–	–	–	–	–	–	–	1	–	1	10
	śr.+max+min	4	2	–	1	–	–	–	–	–	–	1	2	10
	max	–	1	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	3
	suma	65	59	38	32	25	12	13	6	18	30	20	26	344
Spadek	śr.	1	1	3	2	4	2	2	3	–	–	–	3	21
	max	7	2	9	17	16	23	11	9	15	13	6	10	138
	śr.+max	1	–	–	1	2	1	–	2	–	–	–	2	9
	min	8	12	6	5	4	2	3	3	8	6	4	9	70
	śr.+min	15	6	3	–	–	–	–	–	–	–	1	6	31
	śr.+max+min	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	3
	max	1	1	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	3
	suma	33	24	21	26	26	28	16	17	23	19	11	31	275
	Suma	98	83	59	58	51	40	29	23	41	49	31	57	619

w pierwszym dniu spada średnia i/lub minimalna, a w następnym maksymalna (również 21 przypadków). Opóźnienie to może wynikać stąd, że doba termiczna na stacjach meteorologicznych (zależna od terminów obserwacji) trwa od godziny 18 UTC dnia poprzedniego do 18 UTC dnia danego. Może się zatem zdarzyć, że temperatura skrajna z danego dnia mogła w rzeczywistości wystąpić już podczas poprzedniej doby: maksymalna podczas dużego ochłodzenia, minimalna podczas znacznego ocieplenia.

Liczba dni z dużymi zmianami temperatury z dnia na dzień w poszczególnych latach i miesiącach ulegała dużym zmianom, choć nie było w badanym 50-leciu takiego roku, w którym takie zmiany by nie wystąpiły. Najmniejsza ich liczba wyniosła 2 (1984 r.) i 3 (1972 r.), a największa 24 (1969 r.) i 22 (1963 r.). Spośród 600 miesięcy 50-lecia dużymi zmianami odznaczyło się 342 (w większości tylko po 1 dniu). Wyjątkowo dużą liczbą takich dni wyróżniał się styczeń 1987 r. – 10 dni oraz styczeń 1979 i luty 1963 r. – po 8 dni.

Porównanie wyników 50-lecia 1951–2000 (stacja Okęcie) i 70-lecia ze stacji Obserwatorium Astronomiczne (Kossowska-Cezak 1987) wykazuje liczne różnice. Potwierdziła się największa częstość dużych zmian w styczniu oraz przewaga dni z dużymi wzrostami temperatury. Najbardziej uderzające różnice w 70-leciu to: największy udział dni z dużymi spadkami temperatury maksymalnej, znaczny udział dni ze spadkami tylko temperatury średniej dobowej, minimum częstości dni z dużymi zmianami w październiku oraz wtórne maksimum częstości dni z dużymi zmianami w kwietniu i maju.

Aby wyjaśnić przyczyny tych różnic, dokonano porównania liczby dni z dużą zmiennością temperatury z dnia na dzień na obu stacjach w 20-leciu 1951–1970 uwzględnionym w obydwu opracowaniach (tab. 4). Wyniki liczbowe tego porównania potwierdzają, znany już z wcześniejszych opracowań (Kossowska-Cezak 1988, 1992), wpływ środowiska miejskiego na zmienność temperatury, przejawiający się ograniczeniem częstości dużych zmian (zwłaszcza wzrostów) temperatury minimalnej i zmniejszeniem frekwencji wszelkich dużych zmian jesienią. Można zatem stwierdzać, że różnice wyników między 50-leciem 1951–2000 i 70-leciem 1901–1907 (Kossowska-Cezak 1987) wynikają głównie z różnej lokalizacji stacji uwzględnionych w opracowaniach: poza miastem i w śródmieściu. Potwierdza to słuszność opracowania zmienności temperatury na podstawie danych obserwacyjnych, które nie są obciążone wpływem zabudowy miejskiej.



Tabela 4. Liczba dni ze wzrostami i spadkami temperatury z dnia na dzień  $> 8,0^{\circ}\text{C}$ .  
Warszawa, 1951–1970

Stacja	Zmiana	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Okęcie	wzrost	26	36	17	10	14	6	6	4	3	10	8	10	150
	spadek	17	12	8	7	11	10	7	8	11	8	4	15	118
	suma	43	48	25	17	25	16	13	12	14	18	12	25	268
Obserwatorium Astronomiczne	wzrost	22	20	13	13	10	4	4	6	1	5	3	7	108
	spadek	15	4	5	11	12	12	6	9	7	3	5	9	98
	suma	37	24	18	24	22	16	10	15	8	8	8	16	206

### 3.3. DNI Z DUŻYMI ZMIANAMI TEMPERATURY Z DNIA NA DZIEŃ A CYRKULACJA ATMOSFERYCZNA

Od grudnia do lutego gwałtowne ocieplenia (tab. 5) są częściej poprzedzane antycyklonalnymi niż cyklonalnymi typami cyrkulacji, a w dniu, w którym występuje wzrost temperatury przeważają typy cyklonalne. Prawdopodobnie ta silniej ujawnia się przy wzrostach temperatury średniej dobowej i/lub maksymalnej niż przy wzrostach temperatury minimalnej. Pojawianiu się tych pierwszych sprzyja cyrkulacja z sektora południowo-zachodniego, a zwłaszcza typ cyklonalny południowo-zachodni (D), notowany w tych dniach trzykrotnie częściej niż przeciętnie. Najczęstsze w tym czasie wzrosty wyłącznie temperatury minimalnej związane są z cyrkulacją z sektora zachodniego, w tym szczególnie z typem cyklonalnym północno-zachodnim (CB).

Tabela 5. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej [%] w dniach ze zmianami temperatury  $> 8,0^{\circ}\text{C}$  i w dniach poprzedzających w okresie od grudnia do lutego.  
Warszawa–Okęcie, 1951–1995

Rodzaj zmian temperatury	Dzień	Typy cyrkulacji													
		cyklonalne						antycyklonalne						pośre-dni	nieokre-ślony
		E <sub>0</sub>	F	B	D	A	CB	E	E <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> C	C <sub>2</sub> D	E <sub>2</sub> C	G		
Wzrost bez temperatury min. (44 dni)	0	4,5	2,3	2,3	27,3	15,9	6,8	9,1	6,8	–	4,5	6,8	6,8	4,5	2,3
	-1	2,3	4,5	–	15,9	–	2,3	15,9	9,1	9,1	13,6	9,1	13,6	2,3	2,3
	-2	20,5	2,3	–	2,3	–	2,3	29,5	18,2	2,3	4,5	9,1	9,1	–	–
Wzrost temperatury min. (94 dni)	0	11,7	5,3	2,1	5,3	14,9	17,0	12,8	6,4	4,3	10,6	4,3	5,3	–	–
	-1	6,4	4,3	1,1	3,2	13,8	11,7	12,8	8,5	7,4	7,4	6,4	12,8	2,1	2,1
	-2	11,7	3,2	1,1	3,2	2,1	7,4	14,9	17,0	4,3	12,8	5,3	12,8	2,1	2,1
Spadek bez temperatury max (67 dni)	0	20,9	1,5	4,5	1,5	1,5	9,0	28,4	11,9	–	4,5	6,0	9,0	–	1,5
	-1	43,3	6,0	1,5	4,5	–	13,4	19,4	6,0	–	4,5	–	–	–	1,5
	-2	29,9	6,0	4,5	6,0	1,5	16,4	9,0	6,0	1,5	1,5	7,5	6,0	–	4,5
Spadek temperatury max (17 dni)	0	–	–	–	–	–	11,8	35,3	17,6	11,8	11,8	5,9	5,9	–	–
	-1	35,3	–	5,9	–	11,8	5,9	29,4	5,9	–	–	5,9	–	–	–
	-2	17,6	5,9	11,8	23,5	11,8	11,8	11,8	–	–	5,9	–	–	–	–
	-3	17,6	–	5,9	29,4	17,6	5,9	5,9	–	11,8	–	–	–	–	5,9

W dniach poprzedzających te przypadki wzrostu temperatury przeważają typy: wschodni i północno-wschodni.

Jeżeli silnie wzrasta temperatura średnia i/lub maksymalna, to minimalna na ogół też wyraźnie się podnosi, choć mniej niż o  $8,0^{\circ}\text{C}$ . Zdarza się jednak, że wzrasta ona niewiele lub nawet maleje; wówczas duży wzrost temperatury minimalnej występuje następnego dnia.

W większości przypadków w wyniku gwałtownego ocieplenia następuje przejście temperatury od wartości ujemnych do dodatnich, przynajmniej temperatury maksymalnej. Jeżeli zmiana taka pojawia się przy cyrkulacji cyklonalnej, to temperatura średnia dobowa często przekracza  $0,0^{\circ}\text{C}$ . Jeśli natomiast ocieplenie zachodzi podczas cyrkulacji antycyklonalnej, to z reguły zmiana ta odbywa się całkowicie w zakresie wartości ujemnych temperatury, a jej minimum dobowe przed wzrostem jest często niższe od  $-20,0^{\circ}\text{C}$ .

Gwałtowne spadki temperatury powietrza w zimie (tab. 5) – przeciwnie niż wzrosty – są częściej poprzedzane typami cyrkulacji cyklonalnymi, a w dniu spadku przeważają typy antycyklonalne, przy czym prawidłowość ta zaznacza się dużo wyraźniej przy spadkach wyłącznie temperatury maksymalnej. Te najrzadziej występujące zimą duże zmiany temperatury najczęściej są poprzedzane cyrkulacją z sektora południowo-zachodniego, a w dniu spadku najczęstsza jest cyrkulacja antycyklonalna z sektora wschodniego, zwłaszcza północno-wschodnia (E). Natomiast czterokrotnie częstsze spadki temperatury średniej i/lub minimalnej najczęściej są poprzedzane i zachodzą przy cyrkulacji z sektora północnego, a szczególnie z kierunku północno-wschodniego (E,  $E_0$ ). Zwraca tu uwagę duża częstość typu cyklonalnego  $E_0$ , bardzo częstego w przeddzień, lecz zupełnie nieobecnego w dniach z dużymi spadkami temperatury maksymalnej. Prawdopodobnie stanowi on przyczynę znacznej części tych spadków (por. *Przykłady dużych zmian temperatury z dnia na dzień*).

W marcu gwałtowne wzrosty temperatury maksymalnej i ewentualnie średniej (tab. 6) najczęściej pojawiają się w dniach z cyrkulacją cyklonalną i takimi dniami są też poprzedzone. Prawie wszystkie przypadki wystąpiły przy cyrkulacji z południowego-wschodu do zachodu, w tym najczęściej przy cyrkulacji południowo-zachodniej cyklonalnej (D). W przededniu najczęściej była cyrkulacja zachodnia.

Duże spadki temperatury w marcu (tab. 6) są związane głównie ze zmianą kierunku cyrkulacji. Gwałtowne spadki temperatury średniej i/lub minimalnej występują, nieco częściej przy cyrkulacji antycyklonalnej niż cyklonalnej (podobnie jak zimą), a poprzedzane są najczęściej tymi ostatnimi.

Tabela 6. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej [%] w dniach ze zmianami temperatury > 8,0°C i w dniach poprzedzających w marcu. Warszawa–Okęcie, 1951–1995

Rodzaj zmian temperatury	Dzień	Typy cyrkulacji													
		cyklonalne						antycyklonalne						pośre-dni	nicokre-słony
		E <sub>0</sub>	F	B	D	A	CB	E	E <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> C	C <sub>2</sub> D	E <sub>2</sub> C	G	BE	X
Wzrost bez temperatury min. (13 dni)	0	–	7,7	15,4	30,8	15,4	7,7	–	–	–	15,4	–	–	7,7	–
	-1	7,7	–	–	15,4	30,8	–	–	7,7	–	30,8	–	7,7	–	–
	-2	23,1	7,7	7,7	23,1	7,7	7,7	–	7,7	–	7,7	7,7	–	–	–
Wzrost temperatury min. (19 dni)	0	5,3	5,3	5,3	21,0	5,3	10,5	5,3	15,8	5,3	5,3	5,3	5,3	–	5,3
	-1	5,3	–	5,3	26,3	10,5	5,3	5,3	10,5	5,3	10,5	10,5	5,3	–	–
	-2	5,3	–	5,3	10,5	5,3	5,3	10,5	26,3	10,5	5,3	5,3	10,5	–	–
	-3	10,5	–	–	–	–	26,3	21,0	15,8	5,3	–	10,5	5,3	–	5,3
Spadek bez temperatury max. (11 dni)	0	18,2	9,1	–	9,1	–	9,1	18,2	9,1	–	9,1	18,2	–	–	–
	-1	9,1	9,1	–	–	9,1	27,3	18,2	9,1	–	–	18,2	–	–	–
	-2	9,1	9,1	9,1	9,1	–	18,2	–	9,1	–	–	9,1	9,1	–	18,2
Spadek temperatury max. (8 dni)	0	–	12,5	–	–	25,0	37,5	12,5	–	–	12,5	–	–	–	–
	-1	37,5	12,5	12,5	–	12,5	12,5	–	–	12,5	–	–	–	–	–
	-2	–	–	12,5	25,0	25,0	37,5	–	–	–	–	–	–	–	–
	-3	–	–	25,0	25,0	12,5	37,5	–	–	–	–	–	–	–	–

Zwraca jednak uwagę, w dniu ochłodzenia i w przeddzień, bardzo duży udział typów cyrkulacji ze składową północną, w tym zwykle rzadkiego w tym okresie typu antycyklonalnego północno-zachodniego (E,C).

Najrzadziej pojawiające się w marcu spadki temperatury maksymalnej są poprzedzone wyłącznie typami cyklonalnymi i występują przy ich przewadze. Podobnie jak w zimie, w przeddzień zaznacza się duży udział typu cyklonalnego północno-wschodniego  $E_0$ , który może być przyczyną części spadków temperatury maksymalnej.

W większości dni z dużymi zmianami temperatury w marcu zachodzi jej przejście przez wartość  $0,0^{\circ}\text{C}$ , chociaż w dniach ze zmianą temperatury maksymalnej mogą one też zachodzić całkowicie w zakresie wartości dodatnich, a ze zmianami temperatury minimalnej – całkowicie w zakresie wartości ujemnych (por. *Przykłady...*).

W kwietniu i maju duże wzrosty temperatury maksymalnej (i ewentualnie średniej i/lub minimalnej) 2 dni wcześniej, są częściej poprzedzane typami cyrkulacji cyklonalnymi niż antycyklonalnymi, a w przeddzień wzrostu i w jego dniu udział ten jest zbliżony (tab. 7). Na 2 dni przed ociepleniem przeważa cyrkulacja z sektora północnego, w dniu ocieplenia – z południowego, w tym – podobnie jak w zimie i w marcu – typ cyklonalny południowo-zachodni (D). Znaczna część ociepleń zachodzi przy przeważającej w tym okresie cyrkulacji antycyklonalnej północno-wschodniej (E).

Duże wzrosty, tylko temperatury minimalnej, występują zdecydowanie częściej przy cyrkulacji cyklonalnej niż antycyklonalnej, przy różnych jej kierunkach. Najczęściej obserwuje się je przy rzadko notowanej cyrkulacji południowo-wschodniej (F), a nazajutrz po równie rzadkiej cyrkulacji południowej (B) oraz antycyklonalnej zachodniej ( $C_2D$ ). Dwa dni wcześniej przeważa cyrkulacja z sektora północnego.

Wszelkie duże spadki temperatury z dnia na dzień (tab. 7) w tym okresie są częściej poprzedzone typami cyrkulacji cyklonalnych niż antycyklonalnych, z przewagą kierunku południowego, w tym rzadkiego o tej porze roku typu południowo-zachodniego (D). W przeddzień ustępują one miejsca typom cyklonalnym z sektora północnego. W dniach ze spadkami temperatury średniej lub minimalnej zdecydowanie przeważają typy antycyklonalne – zachodni ( $C_2D$ ) lub północno-wschodni (E), natomiast ze spadkiem wyłącznie temperatury maksymalnej – nadal przeważa cyrkulacja cyklonalna z różnych kierunków, choć częściej z północnych ( $E_0$ , CB) niż południowych (F, B, D).

Tabela 7. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej [%] w dniach ze zmianami temperatury > 8,0°C i w dniach poprzedzających w kwietniu i maju. Warszawa–Okęcie, 1951–1995

Rodzaj zmian temperatury	Dzień	Typy cyrkulacji													
		cyklonalne						antycyklonalne						pośc-dni	nieokre-ślony
		E <sub>0</sub>	F	B	D	A	CB	E	E <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> C	C <sub>2</sub> D	E <sub>2</sub> C	G	BE	X
Wzrost bez temperatury min. (34 dni)	0	8,8	8,8	8,8	14,7	5,9	5,9	23,3	11,8	8,8	–	–	2,9	–	–
	-1	11,8	11,8	2,9	11,8	–	8,8	23,5	5,9	14,7	2,9	–	2,9	–	2,9
	-2	29,4	5,9	2,9	5,9	2,9	17,6	17,6	2,9	5,9	5,9	2,9	–	–	–
Wzrost temperatury min. (13 dni)	0	7,7	23,1	7,7	7,7	15,4	15,4	7,7	–	–	15,4	–	–	–	–
	-1	–	–	23,1	7,7	7,7	7,7	15,4	7,7	–	30,8	–	–	–	–
	-2	7,7	–	15,4	7,7	–	15,4	15,4	–	–	15,4	23,1	–	–	–
	-3	7,7	7,7	7,7	15,4	7,7	15,4	15,4	–	–	7,7	15,4	–	–	–
Spadek bez temperatury max. (14 dni)	0	21,4	–	–	–	–	7,1	21,4	–	–	35,7	7,1	7,1	–	–
	-1	35,7	7,1	14,3	–	–	28,6	7,1	–	–	–	–	–	–	7,1
	-2	–	7,1	7,1	35,7	–	14,3	–	21,4	–	–	14,3	–	–	–
Spadek temperatury max. (28 dni)	0	25,0	7,1	7,1	10,7	3,6	10,7	10,7	–	3,6	7,1	14,3	–	–	–
	-1	21,4	10,7	7,1	3,6	10,7	35,7	3,6	3,6	–	–	3,6	–	–	–
	-2	10,7	14,3	21,4	10,7	3,6	3,6	10,7	10,7	7,1	–	3,6	3,6	–	–
	-3	3,6	14,3	14,3	10,7	–	14,3	21,4	3,6	–	–	3,6	3,6	3,6	7,1

Najczęstszy w tych miesiącach typ cyrkulacji – antycyklonalny północno-wschodni (E), związany z wyżem znad Skandynawii, prowadzi w kwietniu i maju do spadków temperatury minimalnej, oraz do wzrostów maksymalnej. Jest to związane z dużym wychłodzeniem nocą i dużą insolacją w ciągu dnia przy małym zachmurzeniu w zasięgu wyżu.

Duże zmiany temperatury w tych miesiącach zachodzą praktycznie tylko w zakresie wartości dodatnich, tylko sporadycznie w przeddzień ociepleń lub w wyniku ochłodzenia zdarza się przymrozek. W wyniku wzrostu temperatury maksymalnej jej wartość przeważnie przekracza 20,0°C; rzadziej przyjmuje ona taką wartość przed spadkiem (por. *Przykłady...*).

Od czerwca do września duże wzrosty temperatury maksymalnej (tab. 8) występują częściej w dniach z cyrkulacją cyklonalną niż antycyklonalną i takimi są przeważnie poprzedzone; w przeddzień wzrostu dominują typy ze składową północną, natomiast prawie nieobecne są te ze składową południową. Znaczna część tych wzrostów zachodzi – podobnie jak wiosną – przy cyrkulacji antycyklonalnej północno-wschodniej.

Duże wzrosty tylko temperatury minimalnej pojawiają się także często przy cyrkulacji cyklonalnej, ale poprzedzane są zazwyczaj cyrkulacją antycyklonalną. W dniach o tak dużym wzroście temperatury najczęściej notuje się cyrkulację cyklonalną północno-zachodnią i antycyklonalną zachodnią, ale jeśli wziąć pod uwagę, że ten rodzaj zmian często jest odzwierciedleniem ocieplenia, do jakiego doszło już poprzedniej doby, to za częstą ich przyczynę należy uznać cyrkulację antycyklonalną południową/południowo-zachodnią (C<sub>2</sub>D), która wystąpiła po dniach z przewagą cyrkulacji o składowej północnej.

Duże spadki temperatury w lecie (głównie minimalnej lub średniej) (tab. 8) zachodzą nieznacznie częściej przy typach cyrkulacji antycyklonalnych niż cyklonalnych i głównie z kierunku północno-zachodniego, nazajutrz po przeważającej cyrkulacji cyklonalnej, głównie z sektora południowego i z zachodu. Należy zwrócić uwagę, że w dniach z ochłodzeniem udział typu antycyklonalnego północno-zachodniego był ponad pięciokrotnie większy niż średnio w lecie.

Duże spadki temperatury maksymalnej (najczęstszy rodzaj dużych zmian temperatury w lecie), występują w dniach z przewagą cyrkulacji cyklonalnej. W dniu, w którym następuje zmiana i w poprzednim przeważa cyrkulacja cyklonalna ze składową północną, w dniach wcześniejszych – obie grupy typów ze składową południową.

Tabela 8. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej [%] w dniach ze zmianami temperatury > 8,0°C i w dniach poprzedzających w okresie czerwca do sierpnia. Warszawa–Okęcie, 1951–1995

Rodzaj zmian temperatury	Dzień	Typy cyrkulacji													
		cyklonalne						antycyklonalne						pośredni	nieokreślony
		E <sub>0</sub>	F	B	D	A	CB	E	E <sub>1</sub>	D,C	C,D	E,C	G	BE	X
Wzrost bez temperatury min. (15 dni)	0	13,3	13,3	6,7	6,7	20,0	6,7	20,0	6,7	–	6,7	–	–	–	–
	-1	33,3	–	–	–	20,0	13,3	20,0	–	6,7	–	–	–	–	6,7
	-2	33,3	–	–	6,7	13,3	6,7	6,7	–	–	20,0	–	–	–	13,3
Wzrost temperatury min. (14 dni)	0	14,3	–	14,3	–	–	35,7	7,1	–	–	21,4	–	7,1	–	–
	-1	–	–	7,1	–	7,1	7,1	–	–	35,7	14,3	–	14,3	–	14,3
	-2	7,1	–	–	7,1	–	21,4	–	–	7,1	35,7	21,4	–	–	–
	-3	14,3	–	–	–	–	21,4	–	–	–	35,7	21,4	–	–	7,1
Spadek bez temperatury max. (18 dni)	0	–	–	5,6	–	11,1	27,8	5,6	–	5,6	22,2	22,2	–	–	–
	-1	5,6	5,6	11,1	16,7	5,6	22,2	5,6	5,6	–	11,1	5,6	–	–	5,6
	-2	–	5,6	11,1	5,6	–	5,6	11,1	16,7	16,7	5,6	–	11,1	–	11,1
Spadek temperatury max. (39 dni)	0	23,1	2,6	–	2,6	10,3	23,1	5,1	–	–	20,5	10,3	–	–	2,6
	-1	12,8	2,6	2,6	5,1	5,1	41,0	2,6	5,1	–	12,8	–	5,1	–	5,1
	-2	–	5,1	2,6	15,4	5,1	10,3	5,1	10,3	7,7	10,3	7,7	12,8	–	7,7
	-3	–	2,6	–	10,3	7,7	2,6	10,3	10,3	7,7	23,1	7,7	12,8	–	5,1

Warto zauważyć, że w okresie letnim na 2–3 dni przed ochłodzeniami przeważają typy antycyklonalne, w tym również względnie częsty typ centralny (G), tzn. wyż z centrum nad Polską.

W wyniku dużego wzrostu temperatury maksymalnej jej wartość przekracza 25,0°C; znaczne wzrosty temperatury minimalnej zachodzą w dniach z dość zróżnicowaną jej wartością. Wszelkie duże spadki temperatury są najczęściej „odwrotami” od jej wysokich wartości: w przytłaczającej większości w przeddzień ich wystąpienia temperatura maksymalna przekraczała 25,0°C, a w 7 dniach spośród analizowanych 57 była wyższa od 30,0°C (por. *Przykłady...*).

Okres od września do listopada jest najmniej jednorodny ze wszystkich wyróżnionych, tak ze względu na warunki cyrkulacyjne, jak i na rodzaj występujących dużych zmian temperatury z dnia na dzień (tab. 2, ryc. 1).

Duże wzrosty temperatury średniej i/lub maksymalnej w tym okresie zachodzą głównie przy typach cyrkulacji cyklonalnych z sektora południowo-zachodniego. Dwa dni wcześniej zaznacza się duży udział cyrkulacji ze składową północną, zwłaszcza północno-wschodnią (tab. 9).

W dniach ze wzrostem wyłącznie temperatury minimalnej stwierdza się wyższy udział typów cyrkulacji cyklonalnych niż antycyklonalnych, ale przede wszystkim – podobnie jak w lecie – północno-zachodnich; zdecydowana większość tych wzrostów zachodzi przy cyrkulacji z sektora zachodniego. W dniach poprzedzających dominuje cyrkulacja antycyklonalna, częściej zachodnia niż wschodnia.

Wszelkie duże spadki temperatury jesienią (tab. 9) pojawiają się przy niewielkiej przewadze typów cyrkulacji antycyklonalnych, po dniach z przewagą cyrkulacji cyklonalnych. W dniach, w których występuje ochłodzenie przeważa cyrkulacja ze składową północną, w przeddzień z zachodnią. Najwięcej spadków temperatury minimalnej występuje jednak przy, bardzo częstej w tym okresie, cyrkulacji cyklonalnej północno-zachodniej (CB) – utrzymującej się lub ustępującej miejsca któremuś z typów antycyklonalnych. Spadki temperatury maksymalnej zaś – przy typie północno-wschodnim antycyklonalnym (E), po ustąpieniu cyrkulacji z szerokiego sektora od południa do północnego-zachodu; udział cyrkulacji ze składową południową jest jeszcze większy 2 i 3 dni przed ochłodzeniem.

We wrześniu wszelkie duże zmiany temperatury osiągają wartości dodatnie. W przeddzień dużego spadku temperatury maksymalnej jej wartość z reguły przekracza 25,0°C. W październiku zaś, dni przed wzrostem temperatury minimalnej i dzień z jej spadkiem są zazwyczaj z przymrozkiem.



Tabela 9. Częstość typów cyrkulacji atmosferycznej [%] w dniach ze zmianami temperatury > 8,0°C i w dniach poprzedzających od września do listopada. Warszawa–Okęcie, 1951–1995

Rodzaj zmian temperatury	Dzień	Typy cyrkulacji													
		cyklonalne						antycyklonalne						pośredni	nieokreślony
		E <sub>0</sub>	F	B	D	A	CB	E	E <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> C	C <sub>2</sub> D	E <sub>2</sub> C	G		
Wzrost bez temperatury min. (23 dni)	0	–	4,3	4,3	21,7	34,8	–	–	8,7	13,0	–	4,3	4,3	4,3	–
	-1	13,0	–	–	21,7	4,3	–	4,3	26,1	8,7	13,0	–	4,3	4,3	–
	-2	17,4	–	4,3	8,7	4,7	17,4	21,7	17,4	–	4,3	4,3	–	–	–
Wzrost temperatury min. (40 dni)	0	2,5	7,5	–	15,0	12,5	25,0	2,5	7,5	2,5	17,5	7,5	–	–	–
	-1	–	5,0	2,5	2,5	12,5	2,5	5,0	17,5	10,0	22,5	10,0	10,0	–	–
	-2	5,0	–	–	2,5	–	15,0	20,0	15,0	2,5	22,5	15,0	2,5	–	–
	-3	2,5	2,5	–	5,0	–	20,0	17,5	12,5	2,5	17,5	15,0	2,5	–	2,5
Spadek bez temperatury max. (16 dni)	0	12,5	–	6,2	6,2	–	18,8	18,8	–	6,2	18,8	6,2	6,2	–	–
	-1	6,2	–	6,2	12,5	–	50,0	6,2	–	–	12,5	6,2	–	–	–
	-2	–	6,2	6,2	–	6,2	25,0	–	12,5	6,2	31,2	6,2	–	–	–
Spadek temperatury max. (33 dni)	0	3,0	–	12,1	3,0	6,1	12,1	24,2	6,1	3,0	12,1	6,1	3,0	3,0	6,1
	-1	3,0	3,0	15,2	9,1	9,1	27,3	12,1	6,1	3,0	6,1	3,0	3,0	–	–
	-2	3,0	3,0	12,1	27,3	6,1	15,2	–	12,1	3,0	6,1	3,0	6,1	–	3,0
	-3	–	–	6,1	21,2	9,1	15,2	3,0	15,2	3,0	21,2	–	6,1	–	–

W listopadzie wszelkim ociepleniom i ochłodzeniom przeważnie towarzyszy temperatura  $0,0^{\circ}\text{C}$  (por. *Przykłady...*).

#### 4. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Gwałtowne zmiany temperatury z dnia na dzień na obszarze Polski nizinnej nie są zjawiskiem częstym, podobnie jak inne ekstremalne zjawiska meteorologiczne. Zdarzają się przeważnie kilkanaście razy w roku, ale najczęściej w okresie zimy i wówczas przeważnie zmienia się temperatura od wartości dodatnich do ujemnych lub odwrotnie.

Zmiany takie mogą się pojawiać przy różnych układach cyrkulacyjnych i obecnie możliwe jest tylko określenie ogólnych prawidłowości dotyczących kierunku i charakteru cyrkulacji tak przed wystąpieniem, jak i w dniu gwałtownej zmiany temperatury.

Od października do lutego duże ocieplenia pojawiają się najczęściej w wyniku zmiany cyrkulacji antycyklonalnej z sektora wschodniego na cyklonalną z sektora zachodniego, a największe ocieplenia są związane z cyrkulacją południowo-zachodnią. Gwałtowne ochłodzenia najczęściej występują przy zmianie kierunku z zachodniego na wschodni i charakteru cyrkulacji z cyklonalnego na antycyklonalny. Świadczy to o dość istotnej roli zachmurzenia w typach cyklonalnych, przeciwdziałającego znaczniejszemu nocnemu ochłodzeniu, a w konsekwencji wpływającego na dużą częstość zmian temperatury minimalnej.

W marcu większość dużych zmian temperatury zachodzi przy cyrkulacji cyklonalnej, tylko wzrosty temperatury minimalnej są związane z przejściem od cyrkulacji antycyklonalnej do cyklonalnej. Przed ociepleniami i w dniach ochłodzeń udział cyrkulacji wschodniej jest wyraźnie mniejszy w porównaniu z zimą, większy natomiast północnej.

W kwietniu i maju o dużych zmianach temperatury decyduje przede wszystkim kierunek napływu mas powietrznych: z sektora północnego przed ociepleniem i w dniu ochłodzenia, a z sektora południowego w dzień ocieplenia i przed ochłodzeniem.

Podobna prawidłowość utrzymuje się w lecie, ale też zaznacza się duży udział częstych w tym okresie typów cyrkulacji zachodnich – tak w dniach z ociepleniami (po ustąpieniu składowej północnej), jak i z ochłodzeniami (po ustąpieniu składowej południowej). W tym okresie, gdy dzień jest dłuższy od nocy, wielkość zachmurzenia wpływa przede wszystkim na temperaturę w ciągu dnia, dlatego też największym zmianom podlega wówczas temperatura maksymalna.

O gwałtownych ociepleniach i ochłodzeniach decydują cechy termiczne mas powietrznych napływających z różnych kierunków, a wpływ dodatkowy ma wielkość zachmurzenia (większa w typach cyklonalnych niż antycyklonalnych). Skokowa zmiana temperatury nie zawsze jednak następuje wraz ze zmianą cyrkulacji, ale dopiero na drugi – trzeci dzień (niezależnie od opóźnienia wzrostu temperatury minimalnej czy spadku maksymalnej, wynikłych z niezgodności doby termicznej z zegarową) lub nawet bez zmiany cyrkulacji.

Stwierdzone prawidłowości potwierdzają wyniki uzyskane w opracowaniu dotyczącym lat 1901–1970 (Kossowska-Cezak 1987), chociaż zarysowują się pewne różnice (poza wynikłymi z lokalizacji stacji). Przede wszystkim w drugiej połowie XX wieku w jesieni i w zimie zaznacza się wyraźnie większy udział typu antycyklonalnego centralnego (G) przed ociepleniemi i w dniach ochłodzeń, mniejszy natomiast w podobnych sytuacjach udział typu antycyklonalnego wschodniego/południowo-wschodniego (E<sub>1</sub>), występują także różnice częstości poszczególnych typów cyrkulacji. Okazuje się, że różnice te wynikają z różnej frekwencji tych typów w obu badanych okresach; na szczególną uwagę zasługuje typ G, w 50-leciu pojawiający się przeciętnie dwukrotnie częściej niż w 70-leciu.

Z przeprowadzonej analizy zmienności temperatury z dnia na dzień na przykładzie Warszawy wynikają także wnioski natury metodycznej. Przede wszystkim w opracowaniach zmienności temperatury należy zwracać uwagę na lokalizację stacji, ponieważ zabudowa miejska wyraźnie tę zmienność zakłóca zmniejszając lub podwyższając wartość temperatury minimalnej. Poza tym, przy poszukiwaniu zależności zmian temperatury z dnia na dzień od cyrkulacji atmosferycznej nie należy ograniczać badań wyłącznie do dni, w których ta zmiana wystąpiła, lecz należy także brać pod uwagę sytuację synoptyczną w dniach poprzedzających, ponieważ to ona właśnie może decydować o powstaniu warunków do znacznego ochłodzenia bądź ocieplenia.

## ANEKS

### PRZYKŁADY DUŻYCH ZMIAN TEMPERATURY Z DNIA NA DZIEŃ

W celu zilustrowania omawianego zagadnienia przedstawiono kilka przykładów gwałtownych zmian temperatury. Podano wartości temperatury średniej dobowej, maksymalnej i minimalnej oraz typy cyrkulacji w przeddzień i w dniu ze zmianą. Klamrą obejmującą odpowiednie wartości od dołu wskazano spadki, od góry – wzrosty temperatury przekraczające 8,0°C.

Gwałtowne zmiany temperatury w zimie ilustrują ciągi dni z przełomu grudnia 1978 i stycznia 1979 oraz ze stycznia 1987 r.

	1978 r.				1979 r.								
Temperatura	28 XII	29 XII	30 XII	31 XII	1 I	2 I	3 I	4 I	5 I	6 I	7 I	8 I	9 I
Średnia	1,5	-6,9	-16,9	-19,9	-18,6	-13,6	-9,4	-18,8	-11,5	-8,4	-10,4	-1,4	-1,4
Max	4,4	7,0	-12,3	-17,5	-17,5	-8,4	-7,6	-9,0	-6,6	-5,8	-8,7	-0,4	-0,3
Min	0,3	-12,6	-19,1	-21,5	-20,5	-22,7	-10,2	-22,1	-25,2	-11,5	-13,0	-10,6	-2,4
Cyrkulacja	E	E <sub>0</sub>	E <sub>0</sub>	E <sub>0</sub>	F	E <sub>0</sub>	E <sub>0</sub>	E <sub>0</sub>	E <sub>0</sub>	E	C,D	A	A

Spśród kolejnych 13 dni aż 8 charakteryzowało się gwałtowną zmianą temperatury. Od 28 grudnia do 6 stycznia zmiany te zachodziły przy przeważającej cyrkulacji północno-wschodniej (poprzedzonej południowo-zachodnią), która ustąpiła miejsca cyrkulacji zachodniej; ocieplenie nastąpiło po jej zmianie z antycyklonalnej na cyklonalną, jednak temperatura nie przekroczyła 0°C.

W styczniu 1987 r. cyrkulacja podlegała częstym zmianom i wystąpiło aż 10 dni ze zmianami przekraczającymi 8,0°C, w tym dzień z największą w 50-leciu zmianą temperatury średniej dobowej – ponad 18,0°C (7 stycznia). Szczególnie silne ochłodzenie pojawiło się w dniach, kiedy nad Polską ustalił się wyż (typ G); 8 stycznia w takich okolicznościach wystąpiła temperatura najniższa w drugiej połowie XX wieku w Warszawie.

1987

Temperatura	1 I	2 I	3 I	4 I	5 I	6 I	7 I	8 I	9 I	10 I
Średnia	-1,3	-11,1	-11,9	-6,7	-5,1	-2,0	-20,1	-22,2	-15,1	-23,5
Max	0,7	-4,7	-5,4	-4,6	1,4	1,6	-6,2	-15,0	-12,0	-17,6
Min	-4,5	-12,7	-20,2	-8,5	-10,2	-6,2	-22,3	-30,7	-17,6	-26,7
Cyrkulacja	E <sub>0</sub>	E	CB	E <sub>0</sub>	A	F	E <sub>0</sub>	G	E <sub>0</sub>	E <sub>0</sub>

Przykład z marca 1958 r. ilustruje gwałtowne ocieplenie w wyniku pojawienia się cyrkulacji cyklonalnej północno-zachodniej po antycyklonalnej zachodniej, poprzedzonej cyrkulacją północno-wschodnią; przykład z 1957 r. – duże ochłodzenie wskutek wystąpienia cyrkulacji cyklonalnej północno-wschodniej po północno-zachodniej. W obu przypadkach nastąpiło przejście temperatury przez 0,0°C i w obu jest widoczne charakterystyczne opóźnienie o dobę wzrostu temperatury minimalnej i spadku maksymalnej.

	1958			1957		
Temperatura	4 III	5 III	6 III	15 III	16 III	17 III
Średnia	-13,0	0,8	1,5	8,0	-2,6	-3,4
Max	-5,5	3,1	3,0	9,6	8,2	-1,2
Min	-16,4	-16,5	0,6	6,3	-5,0	-7,1
Cyrkulacja	C,D	CB	CB	CB	E <sub>0</sub>	A

Dni z dużymi zmianami temperatury z dnia na dzień w kwietniu i maju.

	1961			1986		1992	
Temperatura	4 IV	5 IV	6 IV	28 V	29 V	6 V	7 V
Średnia	3,8	11,8	15,2	19,6	10,9	5,4	4,0
Max	8,1	17,6	22,2	26,3	16,6	8,7	9,2
Min	1,0	2,1	10,2	15,0	9,0	3,6	-4,6
Cyrkulacja	CB	D	D	B	C <sub>2</sub> D	E <sub>0</sub>	G

W przypadku z 1961 r., przedstawiona jest zmiana cyrkulacji cyklonalnej z północno-zachodniej na południowo-zachodnią. Skokowo wzrasta temperatura średnia dobowa i maksymalna, nazajutrz także minimalna.

Przykład z 1986 r. ilustruje sytuację jednoczesnej zmiany kierunku cyrkulacji z południowej na zachodnią i z cyklonalnej na antycyklonalną; w wyniku wyraźnie obniżają się wartości wszystkich charakterystyk termicznych doby. W 1992 r., powstanie wyżu nad Polską prowadzi do znacznego spadku temperatury minimalnej.

Przykłady dni ze zmianami temperatury przekraczającymi 8,0°C w miesiącach letnich.

	1983		1965		1954		1986	
Temperatura	25 VII	26 VII	6 VIII	7 VIII	15 VIII	16 VIII	5 VIII	6 VIII
Średnia	14,7	20,7	21,5	24,0	24,0	15,0	23,9	18,8
Max	18,8	28,7	27,6	30,6	32,7	21,4	32,5	23,9
Min	8,6	13,0	9,9	19,3	16,2	13,1	18,4	13,6
Cyrkulacja	E <sub>0</sub>	E	D <sub>2</sub> C	CB	CB	CB	G	C <sub>2</sub> D

W pierwszym przypadku zmiana cyrkulacji z cyklonalnej na antycyklonalną bez zmiany kierunku przyczyniła się do znacznego wzrostu temperatury w ciągu dnia, a w konsekwencji także temperatury średniej. W drugim – przy cyrkulacji z sektora zachodniego, mimo zmiany składowej z południowej na północną, temperatura wzrosła, ale wskutek przejścia z cyrkulacji antycyklonalnej na cyklonalną podniosła się głównie temperatura minimalna.

Obydwa przykłady dużego ochłodzenia w miesiącach letnich odnoszą się do dni z częstą w tym okresie cyrkulacją z sektora zachodniego. W przykładzie z 1954 r. w dniach wcześniejszych była cyrkulacja cyklonalna południowa; zmiana jej kierunku wpłynęła na gwałtowny spadek tak temperatury średniej, jak i maksymalnej. Następnym przykładem jest duży spadek tylko temperatury maksymalnej w wyniku adwekcji powietrza z zachodu po kilku dniach utrzymywania się wyżu nad Polską.

Gwałtowne zmiany temperatury w jesieni zilustrowano przykładami z listopada.

	1957			1965		
Temperatura	28 XI	29 XI	30 XI	18 XI	19 XI	20 XI
Średnia	7,0	-3,6	-5,8	-12,3	-5,0	-3,4
Max	8,1	7,6	-4,2	-10,4	-2,1	-0,3
Min	4,5	-7,6	-8,1	-16,1	-13,6	-3,9
Cyrkulacja	CB	E <sub>0</sub>	E	E <sub>1</sub>	F	D

W przypadku ocieplenia z 1965 r. wcześniej występowała cyrkulacja antycyklonalna północno-wschodnia E, ostatecznie zastąpiona przez przeciwstawną cyklonalną południowo-zachodnią. Zmiana cyrkulacji zachodziła stopniowo, poprzez cyrkulację południowo-wschodnią, przy czym wyraźne ocieplenie nastąpiło już przy jej zmianie z antycyklonalnej na cyklonalną, a wzrost minimalnej – przy zmianie jej kierunku.

Duży spadek temperatury w 1957 r. ilustruje ochładzającą rolę typów cyrkulacji z sektora północno-wschodniego.

## INTERDIURNAL CHANGES OF THE AIR TEMPERATURE AND THEIR ATMOSPHERIC CIRCULATION CONDITIONS IN WARSAW

### Summary

In the paper the atmospheric circulation types (after Osuchowska-Klein, 1975, 1978, 1991) on days when air temperature has increased or decreased more than 8,0°C have been discussed. The investigations considered the interdiurnal changes of daily mean, maximum and minimum temperature in Warsaw in the period 1951–2000. In the cold half-year the biggest day-to-day changes are the result of air advection from South-West or West and North-East or East, while in the warm half year from South or South-East and North or North-West. The cyclonic or anticyclonic character of circulation also plays an important role in air temperature changes.

### LITERATURA

- Kossowska-Cezak U., 1982, *Duże zmiany temperatury z dnia na dzień w Polsce*, Przegł. Geofiz., 27, s. 197–214.
- 1987, *Duże zmiany temperatury z dnia na dzień a cyrkulacja atmosferyczna*, Przegł. Geofiz., 32, s. 289–302.
- 1988, *Zmienność temperatury z dnia na dzień w warunkach miejskich*, Przegł. Geofiz., 33, s. 429–439.
- 1992, *Wpływ zabudowy miejskiej na zmienność temperatury z dnia na dzień*, Prace i Studia Geogr., 11, s. 95–114.
- Osuchowska-Klein B., 1975, *Prognostyczne aspekty cyrkulacji atmosferycznej nad Polską*, Prace IMGW, 7, s. 5–49.
- 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*, WKiŁ, Warszawa.
- 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1976–1990)*, IMGW, Warszawa

*Adres autora:*

*Urszula Kossowska-Cezak*

*Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, UW,  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00–927 Warszawa*

*e-mail: klimat@wgsr.uw.edu.pl*

Krystyna Miara, Janusz Paszyński, Józef Skoczek

## STRUKTURA BILANSU PROMIENIOWANIA W BOROWEJ GÓRZE W RÓŻNYCH SYTUACJACH SYNOPTYCZNYCH

### 1. WSTĘP

Wymiana energii na powierzchni czynnej drogą promieniowania ma istotne znaczenie w kształtowaniu się bilansu cieplnego tej powierzchni, a przez to także – miejscowych warunków klimatycznych. W bilansie promieniowania wyróżnia się część krótkofalową dotyczącą promieniowania słonecznego (symbole  $K$ ) oraz część długofalową, dotyczącą promieniowania ziemskiego i atmosferycznego (symbole  $L$ ). Równanie bilansu promieniowania powierzchni czynnej można zapisać w następującej postaci:

$$Q = (K_g - K_d) + (L_g - L_d),$$

gdzie:

$Q$  – saldo promieniowania w pełnym zakresie widma lub promieniowanie netto,

$K_g$  – promieniowanie słoneczne całkowite składające się z promieniowania bezpośredniego i rozproszonego,

$K_d$  – promieniowanie słoneczne odbite od powierzchni czynnej,

$L_g$  – promieniowanie zwrotne atmosfery;  $L_g = \epsilon_a \sigma T_a^4$ , przy czym  $\epsilon_a$  – zdolność emisyjna całkowita atmosfery,  $\sigma$  – stała Stefana-Boltzmana,  $T_a$  – temperatura bezwzględna powietrza,

$L_d$  – promieniowanie długofalowe uchodzące od powierzchni czynnej ku górze składające się z własnego wypromieniowania cieplnego tej powierzchni  $\epsilon \sigma T^4$  i z odbitej od niej części promieniowania zwrotnego atmosfery  $(1 - \epsilon)L_g$ , przy czym  $\epsilon$  i  $T$  odpowiednio — zdolność emisyjna całkowita i temperatura absolutna powierzchni czynnej.

Saldo promieniowania krótkofalowego  $K = K_g - K_d$  oznacza promieniowanie słoneczne pochłonięte. Stosunek  $K_d/K_g = \alpha$  jest to albedo powierzchni czynnej.

Saldo promieniowania długofalowego  $L=L_g-L_d$ , ale z odwrotnym znakiem jest promieniowaniem efektywnym powierzchni czynnej.

Czynniki astronomiczne określają wielkość promieniowania słonecznego padającego na powierzchnię poziomą na górnej granicy atmosfery –  $K_o$ . Czynniki atmosferyczne powodują osłabienie tego promieniowania i wpływają na jego dopływ do powierzchni czynnej jako  $K_g$ . Stosunek  $K_g/K_o$  – transmisja promieniowania słonecznego w atmosferze – zależy głównie od takich właściwości masy powietrza, jak rodzaj i stopień zachmurzenia oraz przezroczystość.

Wtórny źródłem promieniowania dla powierzchni czynnej jest atmosfera emitująca długofalowe promieniowanie zwrotne ( $L_g$ ). Strumień tego promieniowania zwiększa się wraz ze wzrostem wilgotności powietrza, ilości zanieczyszczeń gazowych i pyłowych powietrza oraz wielkości zachmurzenia, szczególnie przez chmury piętra niskiego.

W kształtowaniu bilansu promieniowania dużą rolę odgrywają czynniki lokalne. W przypadku płaskiego i jednorodnego podłoża są to głównie: rodzaj powierzchni czynnej, jej stan fizyczny – temperatura i wilgotność. Właściwości podłoża decydują o odbiciu i pochłanianiu padającego promieniowania krótkofalowego ( $K_g$ ) i długofalowego ( $L_g$ ) oraz o emisji promieniowania uchodzącego ( $L_d$ ).

Kształtowanie się procesu wymiany energii drogą promieniowania zależy od sytuacji synoptycznej. Cyrkulacja atmosfery powodująca napływ różnych mas powietrza decyduje o właściwościach atmosfery, jak również – pośrednio – o stanie fizycznym podłoża w warunkach naturalnych.

## 2. CEL BADAŃ

Celem pracy jest zbadanie związku pomiędzy składnikami bilansu promieniowania i jego strukturą a cyrkulacją atmosfery w warunkach Niżu Środkowopolskiego.

Strukturę bilansu promieniowania określają wskaźniki będące stosunkiem poszczególnych jego składników. Rozpatrzono zatem stosunek sum dobowych promieniowania słonecznego całkowitego do promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery ( $K_g/K_o$ ) jako ważny wskaźnik dopływu energii słonecznej, stosunek sum dobowych salda promieniowania w pełnym zakresie widma do promieniowania słonecznego całkowitego ( $Q/K_g$ ), oraz stosunek głównych składników bilansu – salda promieniowania krótkofalowego do salda promieniowania długofalowego ( $K/L$ ). Badano także stosunki sum



dobowych promieniowania krótkofalowego odbitego do promieniowania słonecznego całkowitego ( $K_d/K_g = \alpha$ ) oraz promieniowania długofalowego uchodzącego od powierzchni czynnej ku górze do promieniowania zwrotnego atmosfery ( $L_d/L_g$ ). Zauważyć można, że jeśli jako zmienne niezależne przyjmie się wartości stosunków:  $K/L$ ,  $K_d/K_g$  (lub  $K/K_g = 1 - K_d/K_g$ ) i  $L_d/L_g$ , to pozostałe stosunki składników bilansu promieniowania są ich funkcjami.

Cyrkulację atmosfery scharakteryzowano przy pomocy typologii B. Osuchowskiej-Klein (1975).

### 3. MIEJSCE BADAŃ, MATERIAŁY POMIAROWE I ŹRÓDŁA DANYCH

W pracy wykorzystano wyniki pomiarów promieniowania, prowadzonych na stacji badawczej Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN w Borowej Górze, położonej około 35 km na północny-wschód od Warszawy ( $\varphi = 52^\circ 28' 03''$ ,  $\lambda = 21^\circ 02' 15''$ ,  $h = 105$  m n.p.m.). Wyniki te można uznać za reprezentatywne dla Niżu Środkowopolskiego.

Badaną powierzchnię stanowiła trawa, koszona systematycznie co 7–10 dni; zapewniało to mniej więcej stałą jej wysokość w okresie wegetacyjnym, wynoszącą 5–8 cm.

Do pomiarów składników bilansu promieniowania zastosowano zestaw dwóch pyrrometrów Molla-Gorczyńskiego, mierzących promieniowanie krótkofalowe w zakresie od 0,3 do 3  $\mu\text{m}$  i bilansomierz Schulzego, mierzący promieniowanie w pełnym zakresie widma, tzn. od 0,3 do 60  $\mu\text{m}$ . Metodę pomiarów i sposób wyznaczania strumieni promieniowania przedstawili J. Paszyński, K. Miara i J. Skoczek (1999).

Tabela 1. Liczba dni z pomiarami promieniowania (n) w okresie od maja do listopada w latach 1982–1983 w różnych typach cyrkulacji atmosferycznej (TC). G – typ centralny, BE – typ pośredni południowy, KN – kierunek napływu masy powietrza

TC	Typy cyrkulacji cyklonalnej							Typy cyrkulacji antycyklonalnej							n	
	A	CB	D	B	F	E <sub>0</sub>		C-D	E-C	E	G	D-C	E <sub>1</sub>			BE
KN	W	NW	SW	S	SE	NE,E	$\Sigma$	W	NW	NE		SW,S	SE,E	$\Sigma$	S	
V		1*					1				2	2		4		5
VI		15		1		7	23	3	6	11	3		2	25		48
VII		2				1	3	5	1	6		1		13		16
VIII	1	2					3	1						1		4
IX		1	2				3	6	1	4	3		3	17	1	21
X				1	2	3	6			1			1	2	1	9
XI							0	1*			1*			2		2
n	1	21	2	2	2	11	39	16	8	22	9	3	6	64	2	105

Objaśnienia: \* – dni tylko z pomiarami promieniowania krótkofalowego.

W niniejszym opracowaniu wykorzystano materiały pomiarowe z dwóch kolejnych sezonów wegetacyjnych z lat 1982 i 1983, a konkretnie z okresów 26 maja – 2 listopada 1982 r i 2 czerwca – 6 września 1983 r. Dla wybranych 102 dni z tego okresu wyznaczono bilans promieniowania w pełnym zakresie widma, a dla 3 dni – tylko bilans krótkofalowy (28 maja 1982 r. oraz 1 i 2 listopada 1982 r.). Bilans sporządzono na podstawie obliczonych sum dobowych poszczególnych rodzajów promieniowania ( $MJm^2d^{-1}$ ).

Dniom z pomiarami bilansu promieniowania przyporządkowano typy cyrkulacji atmosferycznej na podstawie katalogu B. Osuchowskiej-Klein (1991). Ze względu na szczupłość materiału wzięto pod uwagę wszystkie dni pomiarowe bez względu na stopień podobieństwa aktualnego typu cyrkulacji do typu wzorcowego. W dniach z pomiarami bilansu promieniowania wystąpiły wszystkie typy cyrkulacji; ich liczebność w poszczególnych miesiącach przedstawiona jest w tabeli 1. Najwięcej było dni z typami E, CB, C<sub>2</sub>D i E<sub>0</sub>. Statystyka typów cyrkulacji za lata 1946–1995 wskazuje, że w Polsce w cieplej porze roku, tzn. od kwietnia do października, najczęściej występują cztery typy cyrkulacji: E – 17,5%, CB – 14,0%, C<sub>2</sub>D – 12,3%, E<sub>0</sub> – 11,0% (Dubicka 1998).

Szczególnie ważne dla wymiany radiacyjnej między atmosferą a podłożem jest zachmurzenie. Jest ono ujemnie skorelowane z usłonecznieniem – U, które jest wielkością wyznaczaną instrumentalnie. Dlatego zmienność składników bilansu promieniowania, wskaźników jego struktury oraz transmisji promieniowania w atmosferze zbadano w tej pracy na tle zmian usłonecznienia. Sumy dzienne usłonecznienia przyjęto z Legionowa – stacji meteorologicznej IMGW odległej o 8 km od Borowej Góry – na podstawie *Miesięcznych zestawień klimatologicznych IMGW*.

Wartości K<sub>0</sub> wyznaczono przy pomocy *Tablic słonecznych IMGW*. Dodatkowo dla niektórych dni określono rodzaj masy powietrznej na podstawie *Codziennego Biuletynu Meteorologicznego IMGW*.

## 4. WYNIKI

### 4.1. SKŁADNIKI BILANSU PROMIENIOWANIA I WSKAŹNIKI JEGO STRUKTURY W WYBRANYCH DNIACH

W tabeli 2 przedstawiono wyniki pomiarów z 10 spośród 105 dni. Wybrano dni, w których wystąpiły skrajne wartości sum dobowych poszczególnych składników bilansu promieniowania i wskaźników jego struktury. W kilku przypadkach napotkano trudności z określeniem masy powietrza, a w jednym

Tabela 2. Przykłady wartości strumieni i wskaźników struktury bilansu promieniowania w różnych sytuacjach synoptycznych

Data	TC	KN	MP	U	Ko	Kg	Kd	K	Lg	Ld	L	Q	Kg/Ko	Kd/Kg	Ld/Lg	Q/Kg
			Godz		MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>								l.b.			
31.05.82	(G)		PPms	14,9	41,0	29,8	5,2	24,6	24,6	35,9	-11,3	13,3	0,73	0,17	1,46	0,45
01.06.82	(E)	NE	PPk	15,3	41,1	29,5	5,1	24,4	24,3	36,7	-12,4	12,0	0,72	0,17	1,51	0,41
08.06.82	(E <sub>2</sub> C)	NW	PA <sub>s</sub>	14,9	41,7	31,2	5,6	25,6	19,3	34,1	-14,9	10,7	0,75	0,18	1,77	0,34
27.06.82	(B)	S	?	0,0	42,0	3,8	0,6	3,2	34,0	35,8	-1,8	1,4	0,09	0,16	1,05	0,37
26.09.82	(BE)	S	PPms	8,6	22,2	14,5	2,9	11,7	27,9	33,2	-5,3	6,4	0,65	0,20	1,19	0,44
19.06.83	(E)	NE	PPm	0,0	42,2	12,1	2,5	9,6	31,5	35,0	-3,6	6,1	0,29	0,21	1,11	0,50
20.06.83	E	NE	PPm	12,5	42,2	27,7	5,9	21,9	27,1	35,5	-8,4	13,5	0,66	0,21	1,31	0,49
23.06.83	(E)	NE	PA <sub>s</sub>	14,7	42,1	29,5	6,2	23,2	23,3	35,1	-11,8	11,5	0,70	0,21	1,50	0,39
27.07.83	(E)	NE	PPm?	13,5	38,6	25,8	5,3	20,5	29,4	38,0	-8,6	11,9	0,67	0,20	1,29	0,46
28.07.83	XE	NE	PPm?	.	38,4	15,7	3,5	12,2	30,8	36,7	-6,0	6,3	0,41	0,22	1,19	0,40

Objaśnienia: TC – typ cyrkulacji atmosferycznej, KN – kierunek napływu masy powietrza, MP – rodzaj masy powietrza, U – usłonecznienie, pogrubienie – wartość maksymalna, pogrubienie i kursywa – wartość minimalna

– brakowało danych usłonecznienia. Wyróżnił się dzień 8 czerwca 1982 r., z typem cyrkulacji antycyklonalnej E,C z kierunku NW i masą PAs, w którym wystąpiły maksima Kg, Kg/Ko, K, |L|, Ld/Lg oraz minimum Lg.

Typ cyrkulacji atmosferycznej oznacza kierunek napływu powietrza i charakter układu barycznego (cyklonalny lub antycyklonalny). Teoretycznie można założyć, że kierunek cyrkulacji reprezentuje napływającą masę powietrza. Jednak wyniki pracy Z. Kijkowskiej-Wisłińskiej (1998) wskazują, że nie ma jednoznacznych związków pomiędzy tymi elementami cyrkulacji. Ilustrują to również dane z czerwca zamieszczone w tabeli 2. W dwóch seriach cyrkulacji antycyklonalnej typu E (z kierunku NE) w dniach 1–4 czerwca 1982 r. i w dniach 17–24 czerwca 1983 r. wystąpiły masy: w pierwszej PPK, a w drugiej kolejno PPM, PA i PAs. Odrębną sprawą jest zmienność otrzymanych wyników w obrębie jednego typu cyrkulacji i masy. W cytowanym przykładzie w dniach z masą PPK i PAs zanotowano względnie stabilne wartości strumieni promieniowania, natomiast w dniach z masą PPM wystąpił duży rozrzut danych.

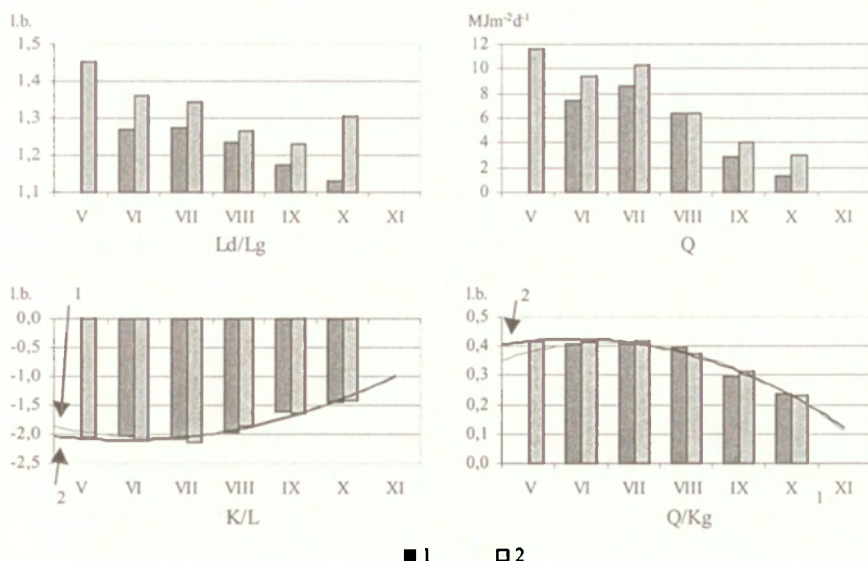
#### 4.2. ZMIANY Z MIESIĄCA NA MIESIĄC WARTOŚCI UŚREDNIONYCH

Badanie zmienności czasowej składników bilansu promieniowania i jego struktury przeprowadzono w kroku miesięcznym. Z powodu małej liczby danych pomiarowych (z określonym typem cyrkulacji w ciągu miesiąca) rozpatrzono je w dwóch grupach – z typami cyrkulacji cyklonalnej i antycyklonalnej.

Grupy te różnią się – między innymi – odmiennym usłonecznieniem (U). Na podstawie 35-letniej (1946–1980) serii danych z Wrocławia (Dubicka 1994) średnie usłonecznienie w grupie typów cyklonalnych i w grupie typów antycyklonalnych wynosi odpowiednio (w godz.): w maju – 4,7 i 7,0; w czerwcu – 5,1 i 8,4; w lipcu – 4,7 i 8,2; w sierpniu – 4,6 i 7,6; we wrześniu – 3,6 i 6,3; w październiku – 2,6 i 4,3; w listopadzie – 1,5 i 1,7.

Dla dni pomiarowych w danym miesiącu obliczono średnie sumy dobowe wszystkich rodzajów promieniowania, ich stosunków i usłonecznienia, osobno w sytuacjach cyklonalnych i antycyklonalnych. Wyniki przedstawiono na rycinie 1.

W przypadku jednego punktu pomiarowego wartości Ko wskazują na odległość w czasie analizowanych danych od dnia przesilenia letniego (22 czerwca). Są one przydatne, gdyż liczba dni pomiarowych i ich występowanie w poszczególnych miesiącach są różne.



Ryc. 1. Porównanie strumieni i wskaźników struktury bilansu promieniowania oraz usłonecznienia ( $U$ ) w warunkach cyklonalnych (1) i antycyklonalnych (2)

Ko – promieniowanie słoneczne na górną granicę atmosfery, Kg – promieniowanie słoneczne całkowite, Kd – promieniowanie słoneczne odbite, K – promieniowanie słoneczne pochłonięte, Lg – promieniowanie zwrotne atmosfery, Ld – promieniowanie długofalowe uchodzące, L – saldo promieniowania długofalowego, Q – saldo promieniowania w pełnym zakresie widma, l.b. – liczba bezwymiarowa

The comparison of radiation fluxes, indices of radiation balance structure, sunshine duration ( $U$ ) in cyclonic (1) and anticyclonic (2) situations

Ko – extraterrestrial solar radiation, Kg – global solar radiation, Kd – reflected solar radiation, K – short-wave net radiation, Lg – incoming long-wave radiation, Ld – outgoing long-wave radiation, L – long-wave net radiation, Q – all-wave net radiation, l.b. – dimensionless number

Przebieg roczny Ko implikuje „solarny” kształt większości przedstawionych przebiegów czasowych badanych elementów w obu grupach typów cyrkulacji. Ta zmienność roczna jest modyfikowana przez czynniki cyrkulacyjne i właściwości podłoża.

Transmisję promieniowania słonecznego w atmosferze ( $Kg/Ko$ ) z pomiarów w poszczególnych miesiącach porównano z analogicznymi wartościami dla Wrocławia z 20-letniego okresu 1961–1980: przeciętnymi, w atmosferze bezchmurnej i w warunkach pełnego zachmurzenia (Dubicka 1994). W warunkach cyklonalnych, wartości  $Kg/Ko$  w czerwcu, we wrześniu i w październiku w Borowej Górze były niższe niż średnie z wielolecia. Poza wymienionymi przypadkami, wartości  $Kg/Ko$  w obu grupach typów cyrkulacji były wyższe niż przeciętne z wielolecia.

Wartości promieniowania całkowitego zmieniały się podobnie jak wartości usłonecznienia – z maksimum w maju (24,2 i 27,5  $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  odpowiednio w grupie cyklonalnej i antycyklonalnej) i z wyraźnie zaznaczonym spadkiem w czerwcu, w obu grupach typów cyrkulacji.

Wartości promieniowania krótkofalowego odbitego od powierzchni czynnej (Kd) były największe w lipcu, w dniach z cyrkulacją antycyklonalną (5,0  $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ). Także w tym miesiącu przebieg albedo ( $\alpha = \text{Kd}/\text{Kg}$ ) wykazał istnienie maksimumów równych 0,20 i 0,21 odpowiednio w typach cyklonalnych i w typach antycyklonalnych. Widać tutaj wpływ właściwości fizycznych podłoża – wysuszenia, większego w dniach z cyrkulacją antycyklonalną. To zróżnicowanie wilgotności podłoża przy stosunkowo wysokiej jego temperaturze również mogło wpłynąć na wystąpienie maksimumów strumienia promieniowania długofalowego uchodzącego (Ld) w obu grupach typów cyrkulacji. Wartości tych ekstremów wynosiły 37,3 i 36,5  $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  odpowiednio w grupie cyklonalnej i antycyklonalnej.

W grupie typów antycyklonalnych maksimum promieniowania zwrotnego (Lg) równe 28,1  $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  wystąpiło w sierpniu, a w grupie typów cyklonalnych maksimum Lg równe 30,5  $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  – we wrześniu. Niestety, w sierpniu był tylko jeden dzień pomiarowy z typem antycyklonalnym.

Promieniowanie słoneczne pochłonięte zmieniało się analogicznie jak promieniowanie słoneczne całkowite (z maksimum w maju) ze względu na to, że wartości Kg pięciokrotnie przewyższały wartości Kd. Przebieg salda promieniowania (Q) miał cechy przebiegu Kg i K; promieniowanie słoneczne pochłonięte (K) było większe od promieniowania efektywnego |L| (dwukrotnie – w miesiącach od maja do lipca). Mimo osobliwości przebiegów poszczególnych strumieni promieniowania, główne składniki bilansu promieniowania K, |L| i Q malały w miarę zmniejszania się dopływu energii słonecznej wraz z oddalaniem się od dnia przesilenia letniego. Wskaźniki struktury bilansu promieniowania K/L i Q/Kg wykazały również zmienność roczną.

#### 4.3. RÓŻNICE WARTOŚCI UŚREDNIONYCH W POSZCZEGÓLNYCH MIESIĄCACH

W tabeli 3 przedstawiono różnice średnich wartości poszczególnych strumieni i ich stosunków w grupie typów cyrkulacji antycyklonalnych i cyklonalnych. Różnice te odniesiono do średnich wartości cyklonalnych i wyrażono w procentach. Sprawdzono istotność różnic badanych wielkości w czerwcu, lipcu, wrześniu i październiku. Różnice istotne wystąpiły głównie w czerwcu (przeważnie na poziomie 0,05) oraz w październiku (przeważnie na poziomie 0,01).

Wielkości  $K_g/K_o$ ,  $K_g$ ,  $K_d$ ,  $K$ ,  $|\Delta|$  i  $Q$  w dniach z cyrkulacją antycyklonalną okazały się średnio o 25% większe niż w dniach z cyrkulacją cyklonalną w czerwcu, zaś o ponad 100% (średnio 117%) – w październiku.

Na duże różnice promieniowania całkowitego ( $\Delta K_g=7,0 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) i innych strumieni pomiędzy obiema grupami typów cyrkulacji w październiku, wpłynęły odmienne warunki usłonecznienia i wartości promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery. W tym miesiącu  $U$  wynosiło 2,0 i 5,3 godz., odpowiednio w sytuacjach cyklonalnych i antycyklonalnych, a więc znacznie odbiegało od cytowanych wyżej analogicznych wartości wieloletnich. Pomiary w sytuacjach antycyklonalnych prowadzono w dniach 1 i 5 października 1982, a w cyklonalnych – w dniach 7–12 tego miesiąca; stąd wartość  $\Delta K_o$  była równa  $1,9 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ .

Tabela 3. Różnice pomiędzy średnimi wartościami strumieni i wskaźników struktury bilansu promieniowania wyznaczonymi w grupie typów antycyklonalnych i cyklonalnych.  $\Delta x = x_{ant} - x_{cykl}$ ,  $(\Delta x / x_{cykl}) * 100\%$ , l.b. – liczba bezwymiarowa

		V	VI	VII	VIII	IX	X
$\Delta J$	Godz.	3,9	3,5	2,8	2,0	1,2	3,2
	%	37	70	31	40	24	160
$\Delta \zeta_o$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$	0,1	-0,2	-0,2	-0,8	1,3	1,9
	%	0,2	0,5	0,5	2,4	5,7	10,5
$\Delta K_g/K_o$	l.b.	0,078	0,111	0,095	0,043	0,085	0,321
	%	13	26	19	9	20	98
$\Delta \zeta_g$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$	3,2	4,5	3,7	1,0	2,6	7,0
	%	13	25	18	6	26	117
$\Delta \zeta_d$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$	0,5	1,0	0,8	0,3	0,5	1,5
	%	12	29	19	10	26	136
$\Delta K$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$	2,7	3,5	2,9	0,7	2,1	5,5
	%	14	24	17	5	26	112
$\Delta(K_d/K_g)$	l.b.	-0,001	0,010	0,005	0,005	-0,005	0,023
	%	1	5	2	3	3	13
$\Delta L_g$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$		-1,9	-2,0	-0,5	-3,1	-3,9
	%		7	7	2	10	14
$\Delta L_d$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$		-0,2	-0,8	0,3	-2,1	-0,1
	%		1	2	1	6	0
$\Delta  \Delta $	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$		1,6	1,2	0,8	1,0	3,9
	%		22	15	12	19	108
$\Delta(\dots/L_g)$	l.b.		0,09	0,07	0,03	0,06	0,18
	%		7	6	2	5	16
$\Delta \theta$	$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$		1,9	1,7	0,0	1,2	1,7
	%		25	20	0	43	131
$\Delta  K/L $	l.b.		0,10	0,06	-0,12	0,03	0,00
	%		5	3	6	2	0
$\Delta(Q/K_g)$	l.b.		0,011	0,007	-0,021	0,013	-0,009
	%		3	2	5	4	4

Objaśnienia: pogrubienie – różnica istotna na poziomie 0,05 i wyższym, kursywa – różnica nicototna.

Różnice wartości  $L_g$  i  $L_d$  (z wyjątkiem sierpnia) były ujemne. Promieniowanie zwrotne atmosfery ( $L_g$ ) w każdym miesiącu było większe w sytuacjach cyklonalnych niż w antycyklonalnych – w czerwcu o 7%, a w październiku o 14%; wartości  $\Delta L_g$  prawie w każdym miesiącu były istotne (w lipcu na poziomie 0,1).

Promieniowanie długofalowe również było większe w sytuacjach cyklonalnych, ale wartości  $\Delta L_d$  (wyrażone zarówno w %, jak i w  $MJm^{-2}d^{-1}$ ) były dużo mniejsze od wartości  $\Delta L_g$ . Stąd promieniowanie efektywne  $|L|$  w warunkach cyklonalnych było zawsze mniejsze niż w warunkach antycyklonalnych i wartości procentowe  $\Delta(L_d/L_g)$  i  $\Delta L_g$  były zbliżone w poszczególnych miesiącach.

Różnice stosunków  $K_d/K_g$ ,  $|K/L|$  i  $Q/K_g$  między wyróżnionymi sytuacjami synoptycznymi wykazały zmienny znak. Wartości  $\Delta(K_d/K_g)$  były dodatnie i istotne w czerwcu oraz w październiku, tzn. w tych miesiącach albedo w sytuacjach antycyklonalnych było większe niż w sytuacjach cyklonalnych. W pozostałych miesiącach wartości  $\Delta(K_d/K_g)$  mieszczą się w granicach błędów standardowych.

Wskaźniki  $|K/L|$  i  $Q/K_g$  wykazały małe i nieistotne różnice pomiędzy sytuacjami cyklonalnymi i antycyklonalnymi we wszystkich miesiącach. Dla tych wskaźników wykreślono linie trendu wielomianowego drugiego stopnia (parabole). Być może z wymienionych powodów wystarczyłaby jedna krzywa dla każdego z tych wskaźników.

Należy sądzić, że przebieg tych wskaźników w całym roku powinien wykazywać, podobnie jak przebieg składników bilansu promieniowania, pewną symetrię wokół dnia przesilenia letniego. Można też przyjąć, że wskaźnik  $K/L$  jest zawsze ujemny. Wskaźnik  $Q/K_g$  przechodzi przez zero w momencie, gdy promieniowanie słoneczne pochłonięte jest równe promieniowaniu efektywnemu ( $K = |L|$ ). W prezentowanych danych saldo promieniowania  $Q$  było dodatnie jeszcze w październiku. W warunkach klimatycznych Polski wartości tego salda są ujemne od listopada do lutego (Miara, Paszyński, Grzybowski 1987).

## 5. PODSUMOWANIE

Na podstawie badań w Borowej Górze przeprowadzonych w 105 dniach, w miesiącach od maja do października 1982 i 1983 r. wyznaczono średnie dobowe sumy składników bilansu promieniowania i wskaźników jego struktury. Rozpatrywano je osobno w sytuacjach synoptycznych cyklonalnych i antycyklonalnych.



Stwierdzono statystycznie istotne różnice wartości strumieni i niektórych ich stosunków (poza K/L i Q/Kg) między tymi sytuacjami, głównie w czerwcu i październiku.

Na istotność różnic w czerwcu wpłynęła stosunkowo duża liczba dni pomiarowych (48 dni w ciągu dwóch lat). Dlatego można ocenić, że w tym miesiącu transmisja promieniowania słonecznego w atmosferze (Kg/Ko), strumienie krótkofalowe Kg i Kd oraz główne składniki bilansu promieniowania K, |L| i Q były średnio o 25% większe w typach cyrkulacji antycyklonalnej niż w typach cyrkulacji cyklonalnej. Natomiast promieniowanie zwrotne atmosfery (Lg) i promieniowanie długofalowe uchodzące od powierzchni czynnej ku górze (Ld) były w tym miesiącu większe w typach cyrkulacji cyklonalnej odpowiednio o 7% i 1%.

Wyniki z 8 dni pomiarowych w październiku, przy stosunkowo małej dyspersji danych, mogą charakteryzować skrajne różnice badanych wielkości (wynoszące ponad 100%) pomiędzy obiema grupami typów cyrkulacji atmosferycznej.

Wskaźniki struktury bilansu promieniowania K/L i Q/Kg nie wykazały istotnych różnic pomiędzy sytuacjami cyklonalnymi i antycyklonalnymi w żadnym miesiącu (także przy ekstremalnych różnicach strumieni promieniowania w październiku). Średnie wartości tych wskaźników dla wszystkich danych z czerwca wynosiły  $K/L = -2,07 \pm 0,04$  i  $Q/Kg = 0,41 \pm 0,01$ .

## LITERATURA

- Dubicka M., 1994, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kształtowanie warunków klimatu (na przykładzie Wrocławia)*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1581, Studia Geogr., LX, Wrocław, Wyd. Uniw. Wrocł., 295 ss.
- 1998, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na dzienny przebieg usłonecznienia we Wrocławiu*, [w:] J.L. Pyka (red.), *Warunki klimatyczne regionów górskich i miejskich Dolnego Śląska*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2022, Prace Instytutu Geogr., Seria C, Meteorologia i Klimatologia, V, s. 5–23.
- Kijkowska-Wiślińska Z., 1998, *Masy powietrzne a typy cyrkulacji atmosferycznej w Lublinie w latach 1961–1970*, [w:] M. Nowosad (red.), *Problemy współczesnej klimatologii i agrometeorologii regionu lubelskiego*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 57–58.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987, *Zróznicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski*, Przegl. Geogr., LIX, 4, s. 487–509.
- Osuchowska-Klein B., 1975, *Prognostyczne aspekty cyrkulacji atmosferycznej nad Polską*, Prace Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 7, s. 5–51.

- 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1976–1990)*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 50 ss.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokum. Geogr., IGiPZ PAN, 14, 127 ss.

## RADIATION BALANCE STRUCTURE IN BOROWA GÓRA AT DIFFERENT SYNOPTIC SITUATIONS

### Summary

The authors present relations between the structure of radiation balance and the synoptic situation defined by types of atmospheric circulation. This study has been conducted using the data of measurements carried out at the experimental station in Borowa Góra (near Warsaw) during 105 days of the summer and autumn seasons 1982 and 1983.

Statistically significant differences of some radiative fluxes between both mentioned types of atmospheric circulation have been stated.

The differences concerning values of short-wave fluxes and values of both short-wave and long-wave net radiations attained in June about 25 per cent, while such differences concerning long-wave fluxes were much smaller.

On the other hand, the differences between indices of the structure of radiation balance were quite independent from the type of atmospheric circulation.

*Adres auotrów:*

*Krystyna Miara, Janusz Paszyński, Józef Skoczek*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa*

*e-mail: klimat@twarda.pan.pl*

Tadeusz Niedźwiedź

## CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA MAS POWIETRZNYCH W POLSCE POŁUDNIOWEJ W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU

### 1. WPROWADZENIE

Wśród czynników decydujących o znacznych fluktuacjach klimatu w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych największe znaczenie ma cyrkulacja atmosfery, a zwłaszcza dynamika mas powietrznych o skrajnych właściwościach termicznych. Kontynuowanie badań zmienności cyrkulacji atmosfery jeszcze bardziej uzasadnia fakt wystąpienia w ostatnich latach wielu ekstremów klimatycznych, które rzekomo mają świadczyć o odczuwalnych już skutkach globalnego ocieplenia (Obrębska-Starkel, Starkel 1991; Starkel 1999), spotęgowanego antropogenicznym wzmoczeniem efektu cieplarnianego (greenhouse effect). Stawiane są hipotezy robocze, że efekt ten zaznaczy się w znacznym wzroście częstości pojawiania się zjawisk ekstremalnych (Starkel 1999), a zwłaszcza wzmoczonej adwekcji powietrza arktycznego i zwrotnikowego nad Europę. Masy powietrzne mają też istotny wpływ na kształtowanie warunków bioklimatycznych (Kozłowska-Szczęsna, Błażejczyk, Krawczyk 1997). Dlatego też celem niniejszego opracowania jest określenie częstości występowania oraz dynamiki napływu mas powietrznych do Polski w przebiegu wieloletnim, z uwzględnieniem lat ostatnich.

Do tej pory brakuje wieloletnich ciągów występowania mas powietrznych w Polsce. Dane dotyczące ich częstości dla krótszych i starszych okresów opublikowano w kilku pracach (Rafałowski, Bołaszewska, Reutt 1955; Bołaszewska, Reutt 1962; Tomaszewska 1964; Niedźwiedź 1968; Warakomski 1969; Madany 1971; Michna, Paczos 1971; Michałowski, Warakomski 1974; Gluza 1978; Niedźwiedź 1981). Na uwagę zasługuje także artykuł Ł. Misiewicz (1969), w którym podano regionalne zróżnicowanie częstości napływu mas arktycznych na teren Polski. Masy te pojawiają się w ciągu 8,5% dni w roku w Przemyślu, wzrastając do 11% w Suwałkach. M. Kaszewski (1977) natomiast badał występowanie powietrza arktycznego i zwrotnikowego przy różnych typach cyrkulacji i układach barycznych.

## 2. MATERIAŁY I METODA

Znaczna część materiałów do tej pracy została zebrana przy tworzeniu przez wiele lat kalendarza typów cyrkulacji, mas powietrznych i frontów atmosferycznych dla Polski południowej (Niedźwiedź 1968, 1981). Wykorzystano przy tym różne mapy synoptyczne Europy. Najbardziej jednorodny materiał pochodzi z map polskich (IMGW 1952–2000) i niemieckich (*Europäischer Wetterbericht* 1976–2000, *Tägliche Wetterbericht* 1951–1975).

Zastosowano powszechnie przyjętą w Polsce klasyfikację geograficzną mas powietrznych (Bołaszewska, Reutt 1962; Rafałowski, Bołaszewska, Reutt 1955; Paszyński, Niedźwiedź 1999). Ograniczono się do wydzielenia sześciu mas powietrznych: powietrze arktyczne (PA), powietrze polarne morskie świeże (PPm), stare – przetransformowane (PPms) i ciepłe (PPmc), powietrze polarne kontynentalne (PPk) oraz powietrze zwrotnikowe (PZ). W przypadku wystąpienia w ciągu doby dwóch (lub więcej) mas powietrznych zastosowano określenie „różne”. Sytuacje takie stanowią 10% dni. W obliczeniach częstości uwzględniono tylko dni z jednoznacznie określoną masą powietrzną. Obszar opracowania obejmuje Polskę południową wraz z terenami przyległymi i zawarty jest między następującymi współrzędnymi geograficznymi: 49–50° N i 18–24° E. Kalendarz mas powietrznych za okres od 1 stycznia 1951 r. do 31 grudnia 2000 r., w postaci zbioru komputerowego, dostępny jest u autora pracy.

## 3. CZĘSTOŚĆ ADWEKCJI POSZCZEGÓLNYCH MAS POWIETRZNYCH

Pogoda w Polsce południowej kształtuje się przez 63,5% dni w roku (1951–2000) pod wpływem powietrza polarne morskiego (tab. 1), z czego 35,8% stanowi powietrze stare, przetransformowane, 19,6% – świeże i 8,1% powietrze polarne morskie ciepłe, napływające z obszarów Atlantyku na południe od Wysp Brytyjskich. Powietrze polarne kontynentalne napływa przez 24,1% dni w roku, a więc trzykrotnie rzadziej niż powietrze polarne morskie. Powietrze pochodzenia arktycznego napływa do Polski południowej przez 8,9% dni w roku. Najrzadziej dociera do Polski powietrze zwrotnikowe – 3,5% dni.

W przebiegu rocznym (tab. 1) zaznacza się wyraźne letnie maksimum częstości występowania powietrza polarne morskiego (70,9%). W lipcu napływa ono przez 73,8% dni, na wiosnę – tylko przez 55,7% dni, z minimum w marcu (54,0%). Częstość napływu świeżego powietrza polarne morskiego

Tabela 1. Częstość (%) występowania mas powietrza w okresie 1951–2000

Miesiące	PA	PPm	PPms	PPmc	PPk	PZ
I	9,3	16,3	33,5	9,0	30,8	1,1
II	10,2	14,3	34,9	11,6	27,8	1,2
III	12,3	13,5	30,4	10,1	31,9	1,7
IV	17,3	13,6	34,0	6,7	22,0	6,3
V	10,3	18,5	36,4	3,8	25,7	5,3
VI	4,9	26,8	39,5	4,2	20,6	3,9
VII	2,5	31,0	38,8	4,0	19,5	4,2
VIII	3,4	26,3	38,5	3,4	23,0	5,3
IX	10,3	23,5	34,3	7,0	21,5	3,4
X	9,7	17,7	30,5	13,3	24,0	4,8
XI	8,6	17,1	40,4	12,1	18,7	3,1
XII	9,2	18,1	38,3	12,1	20,9	1,5
Rok	8,9	19,6	35,8	8,1	24,1	3,5
Zima	9,6	16,2	35,6	10,9	26,5	1,2
Wiosna	13,3	15,2	33,6	6,9	26,5	4,5
Lato	3,6	28,1	38,9	3,9	21,0	4,5
Jesień	9,5	19,4	35,1	10,8	21,4	3,7

Objaśnienia: PA – arktyczne, PPm – polarne morskie świeże, PPms – polarne morskie stare, PPmc – polarne morskie ciepłe, PPk – polarne kontynentalne, PZ – zwrotnikowe.

(PPm) zmienia się w podobnym rytmie od 13,5% w marcu do 31,0% w lipcu. Natomiast wahania częstości napływu powietrza polarnego przetransformowanego (PPms) są nieco inne. Maksimum częstości jego występowania przypada na listopad (40,4%) i czerwiec (39,5%), zaś dwa roczne minima pojawiają się w marcu (30,4%) oraz w październiku (30,5%). Adwekcja powietrza polarnego morskiego ciepłego (PPmc) jest dwukrotnie częstsza w półroczu zimowym niż w letnim. W okresie od października do marca jego udział przekracza 10% (październik 13,3%), natomiast w sierpniu obniża się do 3,4%.

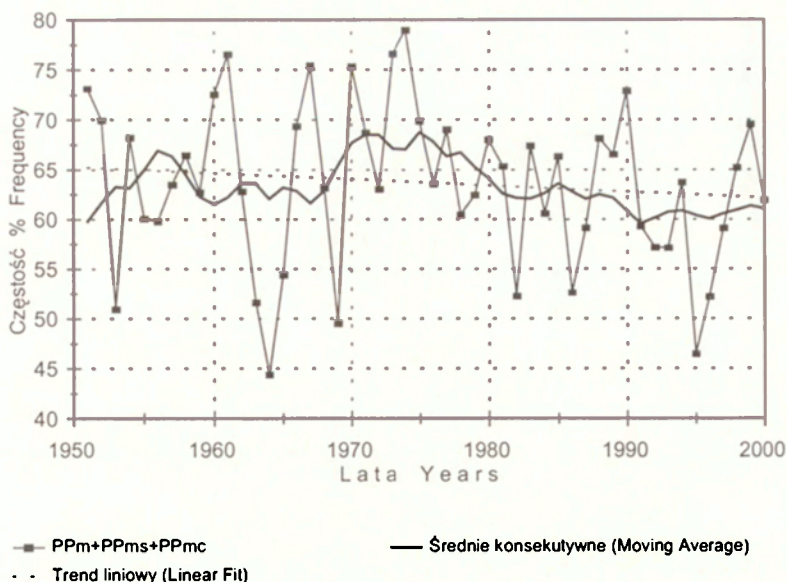
Powietrze polarne kontynentalne, przynoszone zazwyczaj przez wyże rosyjskie, pojawia się głównie w zimie i na wiosnę, z maksimum w marcu (31,9%). Zdecydowanie mniej jest go latem (lipiec 19,5%) i jesienią (18,7%). W tej ostatniej porze roku wyjątkiem jest październik, kiedy powietrze kontynentalne zdarza się średnio przez 24% dni. Charakterystyczne dla tego miesiąca są znaczne wahania częstości napływu powietrza polarnego kontynentalnego sięgające od 0% do 68% (1968 r.), 71% (1953 r.), aż do 93,5% (1951 r.), kiedy w wielu miejscowościach przez cały październik nie notowano opadów.

Omówione masy powietrza polarnego zwane są niekiedy masami powietrznymi umiarkowanych szerokości geograficznych. Rzadziej napływające powietrze z innych stref geograficznych ma jednak ogromne znaczenie w kształtowaniu wielu ekstremalnych zjawisk meteorologicznych w naszym kraju. W przebiegu rocznym częstości adwekcji powietrza arktycznego (PA) zaznaczają się wyraźne kulminacje powodujące tzw. nawroty zimy lub intensywne przymrozki w kwietniu (17,3%) i maju (10,3%), a także wczesne przymrozki we wrześniu (10,3%) i październiku (9,7%). W ostatnim półwieczu miesiącami o największej liczbie dni, w których występowało powietrze arktyczne były: październik 1997 r. (15 dni), maj 1957 r. i wrzesień 1977 r. (14 dni). Najrzadziej powietrze arktyczne dociera do Polski w lipcu (2,5%). Częstość napływu powietrza zwrotnikowego (PZ) zmienia się od 1,1% w styczniu do 6,3% w kwietniu. Tak więc, w kwietniu, w wyniku południkowych form cyrkulacji, dochodzi do największej koncentracji krańcowo różnych pod względem termicznym mas powietrznych, co znajduje odbicie w znanej dużej zmienności pogody w tym miesiącu.

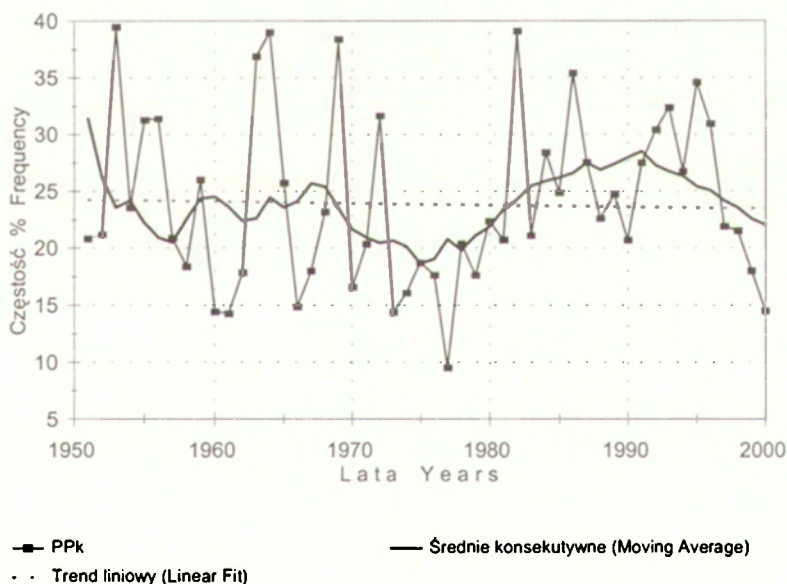
#### 4. ZMIENNOŚĆ WIELOLETNIA ADWEKCJI MAS POWIETRZNYCH

Masy powietrzne są elementem bardzo dynamicznym. Wahania ich częstości napływu nad Polskę w drugiej połowie XX wieku zostaną przedstawione tylko w skali rocznej. Typowe powietrze polarne morskie odznaczało się nieznaczną tendencją spadkową częstości w ciągu 50 lat od około 65 do 62%. Powietrze z Atlantyku najczęściej napływało w latach 1970–1980, po którym nastąpiła tendencja spadkowa jego częstości do minimum w latach 1991–2000 (ryc. 1). Największe wahania jego występowania obserwowano od 1961 do 1970 r. Maksimum częstości wystąpiło w roku 1974 (79,0%), natomiast minimum w roku 1964 (44,4%). Wartości niższe od 50% zanotowano jeszcze tylko w roku 1969 (49,6%) i 1995 (46,5%), natomiast maksima wyższe od 75% stwierdzono w pięciu latach: 1961, 1967, 1970, 1973 i 1974.

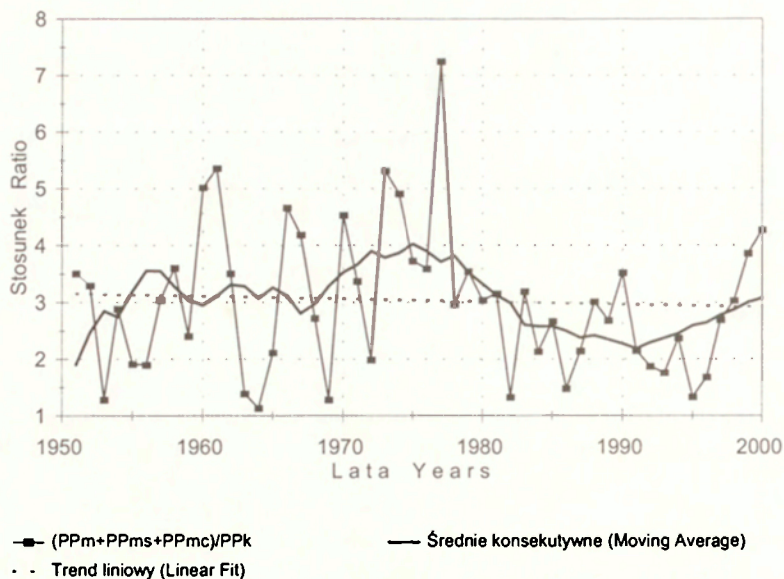
Powietrze polarne kontynentalne nie wykazało istotnych zmian częstości napływu nad Polskę w ciągu 50 lat (ryc. 2), mimo dość znacznych fluktuacji od 9,5% w roku 1977 do 39,5% w roku 1953. Wysoką częstość pojawiania się tej masy powietrznej zanotowano jeszcze w latach 1964 (39,0%), 1969 (38,4%) i 1982 (39,1%). Długi okres zwiększonej częstości powietrza kontynentalnego przypadł na okres 1982–1995, po czym następował regularny jej spadek od 34,6% w roku 1995 do 14,5% w roku 2000.



**Ryc. 1. Wieloletnia zmienność częstości (%) mas powietrza polarnego morskiego (PPm+PPms+PPmc) w roku (1951–2000) oraz 11-letnie średnie konsekwtywne**  
**Long-term variability of the annual frequency of days with polar maritime (PPm+PPms+PPmc) air mass (1951–2000), 11 years moving average**

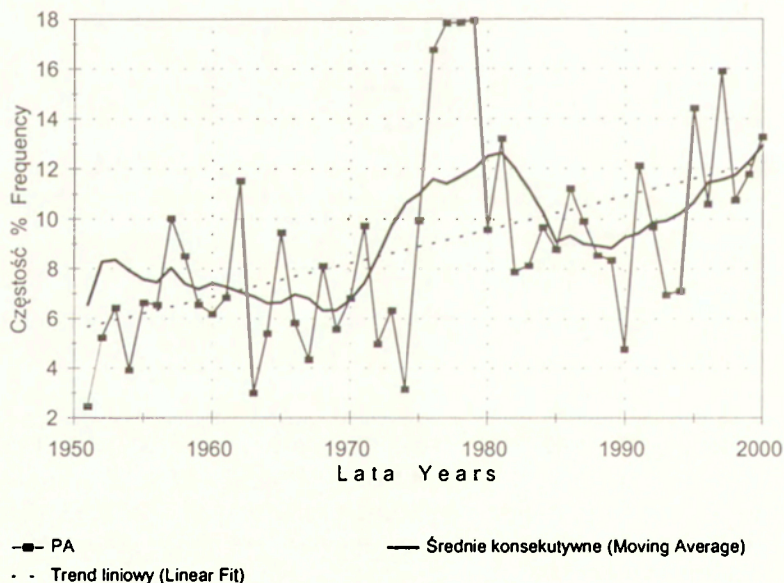


**Ryc. 2. Wieloletnia zmienność częstości (%) mas powietrza polarnego kontynentalnego (PPk) w roku (1951–2000) oraz 11-letnie średnie konsekwtywne**  
**Long-term variability of the annual frequency of days with polar continental (PPk) air mass (1951–2000), 11 years moving average**



Ryc. 3. Wieloletnia zmienność stosunku częstości mas powietrza polarnego morskiego do częstości mas powietrza kontynentalnego ((PPm+PPms+PPmc)/PPk) w roku (1951–2000) oraz 11-letnie średnie konsekutywne

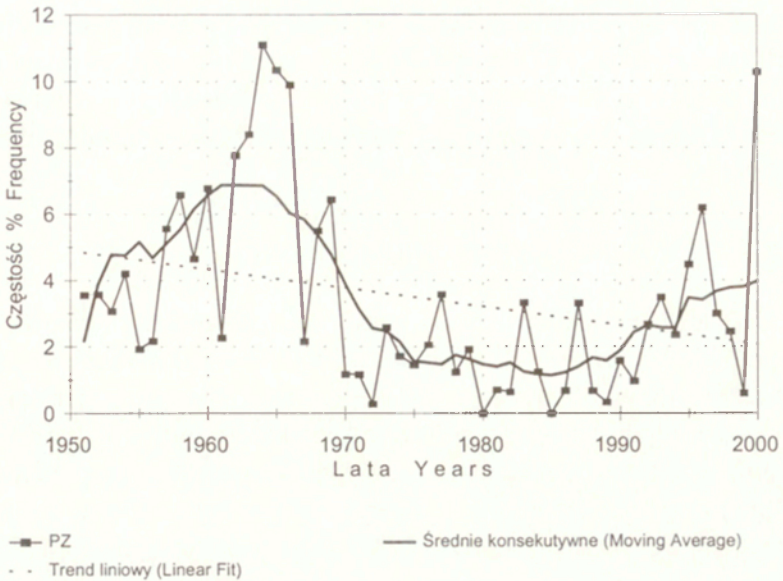
Long-term variability of the ratio of annual frequency of polar maritime air masses to frequency of polar continental air masses: (PPm+PPms+PPmc)/PPk (1951–2000), 11 years moving average



Ryc. 4. Wieloletnia zmienność częstości (%) mas powietrza arktycznego (PA) w roku (1951–2000) oraz 11-letnie średnie konsekutywne

Long-term variability of the annual frequency of days with arctic (PA) air mass (1951–2000), 11 years moving average





Ryc. 5. Wieloletnia zmienność częstości (%) mas powietrza zwrotnikowego (PZ) w roku (1951–2000) oraz 11-letnie średnie konsekwentne

Long-term variability of the annual frequency of days with tropical (PZ) air mass (1951–2000), 11 years moving average

Interesująco przedstawia się stosunek częstości mas powietrza polarnego morskiego do kontynentalnego (ryc. 3). Częstość mas morskich jest przeciętnie trzykrotnie większa niż kontynentalnych. W latach 1970–1977 wzrósł średnio do 4, w roku 1977 przekroczył wyjątkowo wartość 7, a w latach 1978–1997 stosunek ten był mniejszy, niekiedy poniżej 2.

W drugiej połowie XX wieku nastąpił dwukrotny wzrost częstości powietrza arktycznego (ryc. 4) z około 6% do ponad 12%. Wyrównane częstości w granicach 6–8% utrzymywały się w latach 1951–1975, natomiast w latach 1976–1979 zanotowano maksimum sięgające 18%. Kolejny wzrost częstości (do 16%) stwierdzono w roku 1997. Najrzadziej powietrze arktyczne napływało w latach: 1951 r. (9 dni), 1963 r. (10 dni), 1974 r. (11 dni) i 1990 r. (15 dni). Biorąc pod uwagę pory roku największy trend wzrostowy częstości napływu powietrza arktycznego stwierdzono w jesieni, zimie i na wiosnę (Niedźwiedź 2000). Do wyjątkowych należy zaliczyć dwie zimy 1965/1966 i 1968/1969, w których powietrze arktyczne nie pojawiło się wcale. Natomiast latem taka sytuacja zdarzyła się 16 razy w ciągu 50 lat. W lecie 1984 roku powietrze arktyczne napływało aż przez 13 dni.

Powietrze zwrotnikowe wykazywało tendencję spadkową frekwencji, z 5% do 2% (ryc. 5). Okres zwiększonej częstości obserwowano przed rokiem 1969, z kulminacją 11% w roku 1964. Od roku 1970 do 1994 częstość napływu tego powietrza rzadko przewyższała 2%. Później wzrosła przekraczając 10% w roku 2000.

## 5. PODSUMOWANIE

Uzyskany obraz napływu mas powietrznych nad Polskę południową w drugiej połowie XX wieku różni się nieco od wyników badań różnych autorów, pochodzących z pierwszej części badanego okresu. Typowe powietrze polarne morskie występuje trzy razy częściej niż powietrze kontynentalne i decyduje o pogodzie przez niemal 71% dni w roku. Powietrze arktyczne napływa w ciągu prawie 9% dni w roku z dwoma maksimumami na wiosnę i w jesieni. Najrzadziej, bo zaledwie przez 3,5% dni dociera do Polski powietrze zwrotnikowe, z maksimum występowania w kwietniu. Powietrze polarne morskie pojawia się najczęściej w lipcu, natomiast maksimum napływu powietrza polarnego kontynentalnego przypada na marzec.

W przebiegu wieloletnim zaznaczają się znaczne, zazwyczaj nieregularne fluktuacje częstości występowania poszczególnych mas powietrznych. Masy powietrza polarnego, zarówno morskiego, jak i kontynentalnego nie wykazują istotnego trendu zmian, pomimo zmniejszonej w ostatnich 20 latach proporcji w ich wzajemnej częstości. Natomiast w ciągu 50 lat dwukrotnie wzrosła częstość adwekcji powietrza arktycznego, zmniejszył się z kolei napływ powietrza zwrotnikowego. Jednak w ostatniej dekadzie XX wieku, a zwłaszcza w roku 2000, ponownie zanotowano więcej dni z powietrzem zwrotnikowym niż w latach poprzednich.

## LITERATURA

- Bołaszewska J., Reutt F., 1962, *Częstotliwość występowania poszczególnych mas powietrza w Polsce w okresie 10 lat 1946–1956*, Prace PIHM, Warszawa, 66, s. 16–32.
- EUROPÄISCHER WETTERBERICHT*, 1976–2000. Deutsche Wetterdienst, Offenbach a. Main (wcześniej: *Tägliche Wetterbericht*).
- Gluza A., 1978, *Masy powietrza i sytuacje baryczne a okresy dni charakterystycznych w makroregionie północno-wschodnim w latach 1951–1970*, Folia Societ. – Scient. Lublinensis, 20, Geografia 1, s. 15–18.

- IMGW, 1952–2000, *Mapy synoptyczne Europy*, Biuletyn synoptyczny i Codzienny Biuletyn Hydrologiczno-Meteorologiczny oraz mapy robocze Oddziału IMGW w Krakowie.
- Kaszewski M., 1977, *Warunki synoptyczne napływu powietrza arktycznego i zwrotnikowego nad środkowowschodni makroregion Polski (1961–1970)*, Przegł. Geofiz., XXII (XXX), 1, s. 49–54.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*, Monografie, 1, IGiPZ, PAN, Warszawa, 200 ss.
- Madany R., 1971, *O występowaniu przymrozków w różnych masach powietrza*, Przegł. Geofiz., XVI (XXIV), 1–2, s. 95–100.
- Michałowski M., Warakowski W., 1974, *Opady wewnątrzmasowe w Polsce w okresie 1951–1960*, Przegł. Geofiz., XIX (XXVII), 2, s. 127–137.
- Michna E., Paczos S., 1971, *Częstość występowania mas powietrznych i frontów atmosferycznych nad Bieszczadami Zachodnimi*, Folia Societatis Scientiarum Lublinensis, D, 12, s. 93–97.
- Misiewicz Ł., 1969, *Częstotliwość występowania mas arktycznych w Polsce w latach 1956–1960*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Łódzkiego, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, II, 32, s. 51–63.
- Niedźwiedz T., 1968, *Częstotliwość występowania układów barycznych, mas powietrza i frontów atmosferycznych nad Polskimi Karpatami Zachodnimi*, Przegł. Geogr., XL, 2, s. 473–478.
- 1981, *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 58, Kraków, 165 ss.
- 2000, *Dynamika adwekcji mas powietrza arktycznego nad Polską południową*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, XXXI – Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 106, Toruń, s. 191–199.
- Obrębska-Starkel B., Starkel L., 1991, *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, Zeszyty IG i PZ PAN, 4, s. 1–71.
- Paszyński J., Niedźwiedz T. 1999, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 288–343.
- Rafałowski J., Bołaszewska J., Reutt F., 1955, *Częstotliwość występowania poszczególnych mas powietrza w Polsce*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, III, 5, s. 3–23.
- Starkel L., 1999, *Ulewy, powódzie i inne zdarzenia ekstremalne*, Polska Akademia Umiejętności, Prace Komisji Zagrożeń Cywilizacyjnych, 2, Zagrożenia Cywilizacyjne, Kraków, s. 81–96.
- TAGLICHE WETTERBERICHT*, 1873–1975. Deutsche Wetterdienst.
- Tomaszewska A., 1964, *Przebieg temperatur ekstremalnych w różnych masach powietrza w latach 1951–1960*, Przegł. Geofiz., IX (XVII), 1, s. 53–66.

Warakomski W., 1969, *Częstość i występowanie dni i okresów z poszczególnymi typami mas powietrza nad Polską (1951–1960)*, Przegł. Geof., XIV (XXII), 1, s. 67–77.

## FREQUENCY OF AIR-MASSSES IN SOUTHERN POLAND IN THE SECOND HALF OF 20<sup>TH</sup> CENTURY

### Summary

The variability of air–mass advection above the Southern Poland was investigated in the period of January 1951– December 2000. In the second half of 20<sup>th</sup> century polar-maritime air masses were observed during 63,5% of days (table 1). Among them only 19,6% was the fresh air (PPm) coming directly from the Atlantic Ocean, 35,8% was the transformed old polar-maritime air (PPms) and 8,1% the warm polar-maritime air coming from the area of Atlantic Ocean southerly of British Isles. The polar-continental air (PPk) was observed in 24,1% of days, arctic air (PA) – during 8,9% and tropical air (PZ) during only 3,5% of days of the year.

The annual course of the main air masses is given on the table 1. The polar-maritime air is typical for the summer and continental one – for March. In the annual course maximum frequency of arctic air mass is observed during the April and May, as well as, in September and October. The maximum of tropical air frequency takes place in April.

The large fluctuations were observed in frequency of particular air masses during the second half of 20<sup>th</sup> century. There was no any trend in the frequency of the polar-maritime (fig. 1) and polar-continental air (fig. 2,3). The greatest positive trend exists in frequency of arctic air (fig. 4). The decreasing tendency was typical for the frequency of the tropical air (fig. 5). But during the last decade this frequency was increasing again.

*Adres autora:*

*Tadeusz Niedźwiedź*

*Katedra Klimatologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski  
ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec*

*oraz*

*Institut Meteorologii i Gospodarki Wodnej  
ul. P. Borowego 14, 30–215 Kraków*

*e-mail: niedzwie@ultra.cto.us.edu.pl*

Maria Stopa-Boryczka, Jerzy Boryczka

## CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY I ICH UWARUNKOWANIA

### 1. Wprowadzenie

Ogólne cechy okresowości klimatu Warszawy, zwłaszcza na tle innych miast w Europie zostały przedstawione we wcześniejszych pracach wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego (Kaczorowska 1962, Boryczka 1998, Boryczka i in. 1992, 1999, Michalska 1998, Żmudzka 1998). Z dotychczasowych badań długich ciągów pomiarów wynika, że w Warszawie występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 3–5, 7–8, 10–13, 73–113 letnie i cykl planetarny 178,9 lat. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (miesięcznych i sezonowych wartości) świadczy, że cykliczność ta jest cechą pola temperatury powietrza w Europie i Polsce.

Wyniki badań 40-letniej serii pomiarów temperatury powietrza z lat 1951–1990 w Polsce, przedstawione w pracy doktorskiej E. Żmudzkiej (1998) p.t.: *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce* potwierdziły częściowo tezę o cykliczności pola temperatury powietrza. Zbadano krótkie i średnie cykle temperatury powietrza oraz przedstawiono ich przestrzenne zróżnicowanie (okresów, amplitud i faz) na terenie Polski. Synchroniczność krótkich i średnich cykli temperatury powietrza w latach 1951–1990 autorka wykazała na podstawie map izarytm uwzględniających dane z 58 stacji meteorologicznych reprezentujących wszystkie jednostki fizycznogeograficzne Polski (w tym Kotlinę Warszawską). Nie bez znaczenia jest wyznaczenie parametrów cykli: okresów, amplitud i faz z zastosowaniem tej samej metody badań „sinusoid regresji” (Boryczka 1998).

Cykliczność miesięcznych, sezonowych, półrocznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w latach 1813–1980 przedstawiono w VII tomie Atlasu (Boryczka i in. 1992). Okresy miesięcznych sum opadów w Warszawie są zawarte w przedziałach: 3–6, 9–13, 15–23, 30–44, 51–67, 74–100, 113–129 lat. Okresowość sezonowych sum opadów w innych miejscowościach

Polski (Koszalin, Bydgoszcz, Poznań, Wrocław, Kraków) w latach 1861–1990 badała A. Michalska (1998) w pracy doktorskiej p.t.: *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce*. Wcześniej, zmienność opadów atmosferycznych w Polsce była badana przez Z. Kaczorowską (1962) z zastosowaniem analizy harmonicznego.

Nowością niniejszej pracy jest wykazana synchroniczność 8-letniego cyklu temperatury powietrza i wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) oraz zmiennych astronomicznych: aktywności Słońca (liczby Wolfa z lat 1700–1750 zaczerpnięto z publikacji A.P. Reznikowa (1982) i parametrów Układu Słonecznego (przyspieszenia Słońca). Temperatura powietrza podczas zim w Warszawie w latach 1825–2000 zależała głównie od wskaźnika NAO.

W pracy porównano także cykle i tendencję temperatury powietrza w Warszawie w 30-leciu 1966–1995 z cyklami i tendencją dwuwiekową (1779–1998). Określono również dyspersję cykli temperatury powietrza i jej tendencję w ostatnich 3 dekadach globalnego ocieplenia klimatu.

## 2. CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W LATACH 1966–1995 I 1779–1990

Okresowość temperatury powietrza w Warszawie, wskaźnika NAO i aktywności Słońca zbadano metodą „sinusoid regresji” (Boryczka, 1998). Parametry cykli: okres  $\Theta$ , amplitudę  $b$  i przesunięcie fazowe  $c$  wyznaczono zmieniając okres sinusoidy  $\Theta$  co 0,1 roku:

$$y = f(t) = a + b \sin(2\pi t/Q + c),$$

Ciąg wartości wariancji resztkowej  $\varepsilon^2$ , odpowiadających zadawanym okresom  $\Theta$  – to widmo zmiennej  $y$ . Okresy  $\Theta$  – to minima lokalne wariancji resztkowej  $\varepsilon^2$  (maksima lokalne współczynnika korelacji  $R = (1 - \varepsilon^2/s^2)^{0.5}$ ,  $s^2$  – wariancja zmiennej  $y$ ). Są to okresy – w sensie statystycznym:  $f(t_i + \Theta) = f(t_i) + \varepsilon_i$ , gdzie  $\varepsilon_i$  jest resztą losową. Metodą „sinusoid regresji” otrzymuje się średnie cykle obecne w serii pomiarowej – średnie wartości parametrów cykli  $\Theta$ ,  $b$ ,  $c$ .

Amplitudy wyznaczonych cykli weryfikowano na poziomie istotności 0,05, stosując testy:  $t$ –Studenta i  $F$  Fishera–Snedecora (w przypadku krótszej serii 1966–1995 posłużono się średnimi miesięcznymi,  $n=90$ ).

W badaniach cykliczności temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966–1995 uwzględniono, oprócz ciągów czasowych średnich wartości, również ciągi wartości ekstremalnych (ekstrema dobowe  $T_{\max}$ ,  $T_{\min}$  i absolutne  $T_{\max}$ ,  $T_{\min}$ ).

## 2.1. CYKLE 3–4 LETNIE TEMPERATURY POWIETRZA

Wszystkie widma temperatury powietrza zawierają pasma o minimach wariacji resztkowej ( $\epsilon^2$ ) (maksimach współczynnika korelacji  $R$ ) w przedziale 3–4 lat. Zakres wahań temperatury w Warszawie ( $\Delta T=2b$ ) w tych cyklach wynosi:

	1966–1995			1779–1990		
	$\Theta$	$\Delta T$	$R$	$\Theta$	$\Delta T$	$R$
Wiosna	3,6	1,4	0,10	3,5	1,2	0,18
Lato	3,3	1,2	0,29	3,4	0,7	0,17
Jesień	4,0	0,9	0,07	3,9	0,8	0,23
Zima	3,0	2,3	0,15	3,0	0,4	0,11

Dużymi wahaniami w tym cyklu cechują się średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w 30-leciu 1966–1995:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Theta$	2,9	4,1	4,4	3,6	3,5	3,4	3,2	3,4	3,0	3,6	4,4	4,4
$\Delta T$	2,2	1,3	1,9	1,1	2,2	1,2	2,0	1,6	1,4	1,0	2,5	3,4
$R$	0,22	0,13	0,32	0,36	0,05	0,35	0,45	0,46	0,36	0,26	0,48	0,51

Na przykład w grudniu, w cyklu 4,4-letnim, temperatura powietrza waha się o  $3,4^\circ\text{C}$ , a współczynnik korelacji wynosi 0,51.

Największymi amplitudami w cyklach 3–4-letnich charakteryzują się ekstremalne wartości temperatury powietrza, głównie minima absolutne. Zakres wahań  $T_{\text{Min}}$  w lutym w cyklu 3,1-letnim wynosi aż  $7,6^\circ\text{C}$ .

## 2.2. CYKLE 8–9-LETNIE TEMPERATURY POWIETRZA

Istotną rolę w zmienności klimatu Warszawy, zwłaszcza zimą i wiosną, odgrywa cykl około 8-letni. Cykliczność ta występuje zarówno w 210-letnich, jak i 30-letnich seriach średnich miesięcznych i sezonowych wartościach temperatury powietrza:

	1966–1995			1779–1990		
	$\Theta$	$\Delta T$	$R$	$\Theta$	$\Delta T$	$R$
Wiosna	8,6	1,2	0,09	7,8	0,8	0,20
Lato	6,6	0,5	0,10	7,8	0,4	0,15
Jesień	7,3	1,5	0,12	8,5	0,4	0,10
Zima	7,8	3,4	0,37	8,3	1,5	0,23

Dominuje cykl 8-letni temperatury powietrza w zimie: 7,8 lat – w latach 1966–1995 i 8,3 lat – w latach 1779–1990. Temperatura powietrza w tym cyklu waha się odpowiednio o 3,4°C i 1,5°C.

Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w cyklu 7,6-letnim w 30-leciu 1966–1995 wahają się np. w lutym o 5,7°C:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Theta$	8,8	7,6	8,2	8,8	7,4	6,1	5,7	9,8	7,1	7,3	7,1	9,2
$\Delta T$	4,2	5,7	3,3	1,2	0,4	0,3	1,8	2,6	1,6	1,8	2,2	2,2
$R$	0,41	0,61	0,55	0,39	0,11	0,09	0,40	0,52	0,68	0,40	0,34	0,32

W lecie natomiast cykl ten jest na ogół krótszy i znacznie słabszy (nieistotny statystycznie).

Zakres zmian jest największy w przypadku minimum absolutnego temperatury powietrza ( $T_{\text{Min}}$ ) w lutym. W cyklu 7,6-letnim wynosi on aż 10,6°C ( $R = 0,61$ ). Wahania temperatury  $T_{\text{Min}}$  są również bardzo duże w cyklach: 7,1-letnim w styczniu ( $\Delta T = 8,1^\circ\text{C}$ ) i 7,8-letnim w marcu ( $\Delta T = 8,6^\circ\text{C}$ ).

### 2.3. CYKLE 10–11-LETNIE TEMPERATURY POWIETRZA

Cykliczność 10–11-letnia dominuje w miesiącach letnich i jesiennych zarówno w 30-leciu 1966–1995, jak i 210-leciu 1779–1990:

1966–1995

	VI	VII	VIII	Lato	IX	X	XI	Jesień
$\Theta$	11,4	10,2	9,8	11,4	–	10,3	10,3	10,8
$\Delta T$	1,5	1,3	1,8	1,0	–	1,5	1,9	1,0
$R$	0,43	0,28	0,52	0,25	–	0,38	0,37	0,08

1779–1990

	VI	VII	VIII	Lato	IX	X	XI	Jesień
$\Theta$	11,4	11,4	10,0	11,3	11,1	10,3	10,8	10,6
$\Delta T$	0,3	0,6	0,5	0,3	0,4	0,5	1,4	0,4
$R$	0,07	0,15	0,12	0,10	0,09	0,11	0,22	0,11

W widmach temperatury powietrza pozostałych miesięcy pasmo 10–11 lat cechuje się dużą wariancją resztkową zbliżoną do wariancji średniej miesięcznej temperatury powietrza ( $\epsilon^2 = s^2$ ) tj. małą nieistotną amplitudą (na poziomie istotności 0,05).



W lecie zakres wahań temperatury powietrza w tym cyklu jest znaczący np. w latach 1966–1995 w cyklu 11,4-letnim w czerwcu wynosi 1,5°C.

W ciągach czasowych średnich miesięcznych i sezonowych wartości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966–1995 występują także cykle dłuższe o dość dużych amplitudach:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Theta$	15,6	19,9	14,4	26,7	19,9	-	-	-	15,2	18,6	16,9	13,9
$\Delta T$	4,3	3,6	2,2	1,7	1,3	-	-	-	1,1	2,1	0,6	2,7
$R$	0,43	0,38	0,34	0,55	0,29	-	-	-	0,28	0,54	0,12	0,40

W lecie nie wykryto obecności cykli dłuższych od 11-letniego w paśmie widma 1–30 lat na podstawie danych z lat 1966–1995. Tych kilkunastoletnich cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach (styczeń –  $\Theta = 15,6$ ;  $\Delta T = 4,3^\circ\text{C}$ , luty –  $\Theta = 19,9$ ;  $\Delta T = 3,6^\circ\text{C}$ ) nie można pominąć w prognozach zmian klimatu Warszawy na najbliższe lata.

Należy zauważyć, że ekstrema w cyklu 7,8-letnim zimowych wartości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966–1995:

$$T = -14,6 + 1,72\sin(2\pi t/7,8 + 2,180)$$

pokrywają się z ekstremami cykli 7,8 lat aktywności Słońca oraz cyrkulacji atmosferycznej – zachodniej (W) i wschodniej (E) i przypadają na lata:

Temperatura powietrza w Warszawie (1966–1995) – 1964 1972 1980 1987

Aktywność Słońca (7,8 lat) – 1964 1972 1980 1987

Cyrkulacja strefowa zachodnia (W) – 1965 1973 1981 1988

Cyrkulacja strefowa wschodnia (E) – 1965 1973 1981 1988

Zimą, około 8-letnia zmienność temperatury powietrza w Warszawie jest bezpośrednio wywołana przez makrotypy cyrkulacji strefowej: zachodniej (W) i wschodniej (E).

### 3. WPŁYW OSCYLACJI PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU (NAO) NA KLIMAT WARSZAWY

Na klimat środkowej Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Wyż Azorski i Niż Islandzki. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są ze sobą ujemnie skorelowane. Jeżeli ciśnienie w Wyżu Azorskim rośnie, to ciśnienie w Niżu Islandzkim – maleje i przeciwnie. Jest to tzw. Oscylacja Północnego Atlantyku (North Atlantic Oscillation,

NAO). Przy dużej południkowej różnicy ciśnienia tj. dużym gradiencie ciśnienia skierowanym na północ, powietrze znad Atlantyku przemieszcza się wzdłuż równoleżników z zachodu na wschód – nad obszar Polski. Natomiast podczas spadku ciśnienia w Wyżu Azorskim (i jednocześnie wzroście ciśnienia w Niżu Islandzkim) poziomy gradient ciśnienia może być skierowany na wschód lub zachód. Wtedy powietrze przemieszcza się wzdłuż południków (cyrkulacja południkowa) na południe lub północ, a nad obszar Polski napływa powietrze z północy lub południa. Kierunek i prędkość ruchu powietrza wynika z równoważenia się: siły gradientu ciśnienia, Coriolisa i odśrodkowej (oraz siły tarcia o podłoże i lepkość turbulencyjna – w pobliżu powierzchni Ziemi). Na większych wysokościach kierunek wiatru gradientowego jest deformowany przez pole temperatury powietrza – o poziomym gradiencie skierowanym ku biegunowi północnemu – przez wiatr tzw. termiczny (wiejący także z zachodu na wschód).

W badaniach posłużono się wskaźnikiem NAO, zdefiniowanym przez P.D. Jonesa i in. (1997) jako standaryzowana różnica ciśnienia na poziomie morza między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią.

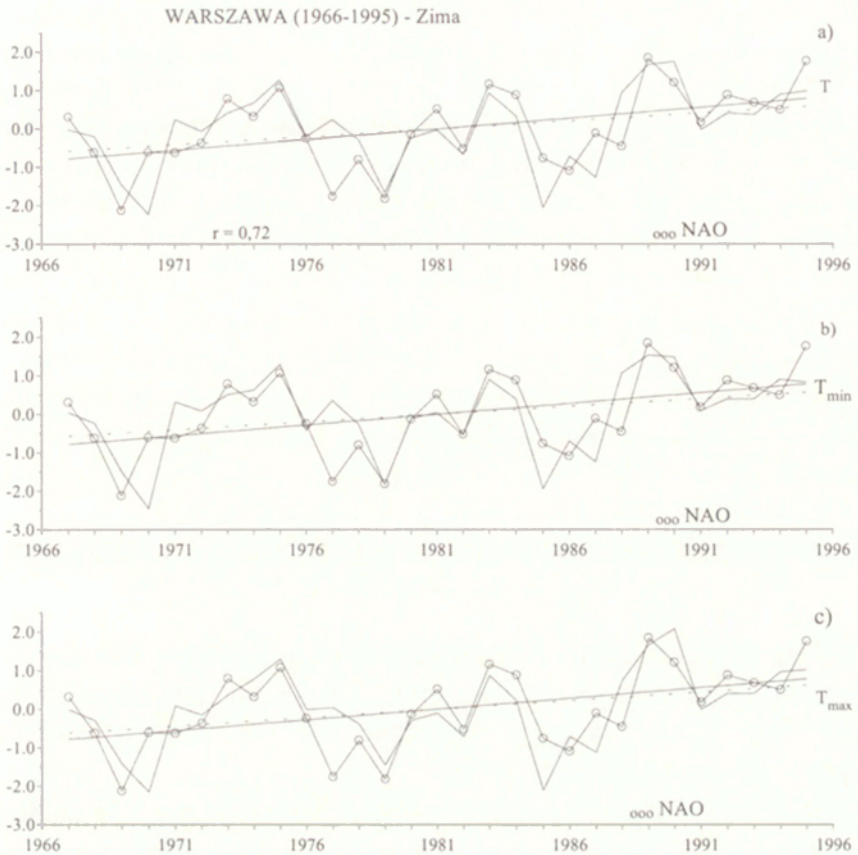
Badania nad wpływem Oscylacji Północnego Atlantyku na temperaturę powietrza w północno-zachodniej Polsce i na wybrzeżu Bałtyku zapoczątkowane zostały przez A. Marsza (1999) i rozszerzone w kolejnych publikacjach A. Marsza (2001) i A. Styszyńskiej (2001).

W widmie wskaźnika NAO w latach 1825–1997 są obecne następujące okresy  $\Theta$  ( $R$  – współczynnik korelacji):

Wiosna		Lato		Jesień		Zima	
$\Theta$	$R$	$\Theta$	$R$	$\Theta$	$R$	$\Theta$	$R$
6,5	0,22	7,8	0,17	7,3	0,22	7,8	0,27
11,1	0,13	10,3	0,20	8,8	0,17	8,3	0,24
13,4	0,21	11,1	0,09	16,6	0,24	11,3	0,13
23,9	0,19	13,8	0,14	24,2	0,20	15,5	0,17
45,5	0,16	39,5	0,14	29,9	0,20	37,1	0,16
106,3	0,09	83,2	0,17	75,3	0,16	105,1	0,17

W widmie wskaźnika NAO w zimie, podobnie jak w widmach temperatury powietrza w Warszawie, dominuje cykl około 8-letni. Jest to jednocześnie cykl aktywności Słońca (8,1 lat) i przyspieszenia Słońca (7,75 lat). Maksima tych około 8-letnich cykli przypadają w przybliżeniu na te same lata.

O silnej korelacji temperatury powietrza w Warszawie w zimie (średniej dobowej  $T$ , minimalnej  $T_{\min}$ , maksymalnej  $T_{\max}$ ) ze wskaźnikiem NAO w latach 1966–1995 świadczy porównanie ich wartości standaryzowanych



Ryc. 1. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie i wskaźnika NAO podczas zim w latach 1966–1995: a) średnia, b) minimalna, c) maksymalna

Changes of air temperature in Warsaw, and North Atlantic Oscillation (NAO) in winters 1966–1995: a) average, b) minimum, c) maximum

(ryc. 1). Proste regresji temperatury powietrza  $T$ ,  $T_{min}$ ,  $T_{max}$  i wskaźnika NAO względem czasu prawie pokrywają się.

Tendencje wskaźnika NAO określone równaniami prostych regresji ( $NAO = A_0 + At$ ) są: w zimie – rosnące ( $A > 0$ ), a w lecie – malejące ( $A < 0$ ). W zimie większy jest równoleżnikowy transport mas coraz cieplejszego powietrza z Oceanu Atlantyckiego w kierunku wschodnim. Postępujące ocieplenie, obserwowane zwłaszcza w zimie, jest wywołane nasileniem ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego. Natomiast niewielka tendencja rosnąca temperatury powietrza podczas lata jest spowodowana zanikaniem ochładzającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego na klimat Polski.

Prognozę Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) w zimie w XXI wieku (ryc. 2b) otrzymano na podstawie wyznaczonych okresów w latach 1826–1997: 2,4; 5,0; 5,8; 7,8; 8,3; 15,5; 21,5; 37,1; 71,5; 105,1 lat. Z nakładania się tych cykli wynika, że podczas zim 2001–2100 można oczekiwać spadku wskaźnika NAO, tj. zmniejszenia cyrkulacji strefowej i osłabienia ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego w zimie na klimat Europy (i Polski). Prognozy wskaźnika NAO w XXI wieku sugerują zbliżające się naturalne ochłodzenie klimatu Europy.

Istotnym elementem wyników badań jest logiczna zbieżność prognozowanych w XXI wieku tendencji spadkowych (ryc. 2): aktywności Słońca (stałej słonecznej), wskaźnika NAO, warunkującego łagodność czy też mroźność zim w Polsce z prognozą samej temperatury powietrza (ochłodzenia w XXI wieku).

#### 4. TENDENCJA TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W 30-LECIU 1966–1995 I 210-LECIU 1779–1990

Tendencje zmian klimatu Warszawy określono na podstawie ciągów czasowych średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza, średnich ekstremalnych oraz średnich z maksimów i minimów absolutnych zmierzonych na stacji peryferyjnej Okęcie.

W porównaniach wykorzystano również długie serie wyników pomiarów z 210-lecia 1779–1990.

Tendencje temperatury powietrza ( $\frac{\partial T}{\partial t} = A$ ) określają równania prostych regresji  $T = A_0 + At$

Charakteryzują one średnie przyrosty temperatury powietrza w °C/10 lat w odpowiednich przedziałach aproksymacji: 1966–1995 i 1779–1990:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1966–1995	1,66	0,34	0,29	0,29	0,10	-0,26	0,28	0,24	0,06	-0,14	-0,76	0,39
1779–1990	0,12	0,05	0,10	0,08	0,04	0,03	0,02	0,00	0,02	0,06	0,11	0,14

Mimo różnych przedziałów czasowych można wnioskować, że postępujące ocieplenie w zimie jest znacznie większe w ostatnich dekadach XX wieku niż w ostatnich dwóch stuleciach. Na ogół współczynniki regresji są dodatnie ( $A > 0$ , tendencje rosnące). W niektórych miesiącach letnich i jesiennych bywają one ujemne ( $A < 0$ , tendencje malejące). Na przykład tendencje temperatury powietrza w styczniu są rosnące w obydwu przedziałach czasu i wy-

noszą:  $1,7^{\circ}\text{C}/10$  lat w 30-leciu i  $0,12^{\circ}\text{C}/10$  lat w 210-leciu. Tempo wzrostu temperatury pod koniec XX wieku jest o ponad  $1^{\circ}\text{C}/10$  lat większe niż średnie w latach 1779–1990. Inaczej jest w miesiącach letnich i jesiennych, w których obserwuje się ochłodzenie, zwłaszcza pod koniec ubiegłego stulecia. W ostatnich trzech dekadach czerwiec, wrzesień, październik i listopad były coraz chłodniejsze. Spadki temperatury powietrza w tych miesiącach wynoszą odpowiednio:  $-0,26$ ;  $-0,06$ ;  $-0,016$ ;  $-0,076^{\circ}\text{C}/10$  lat. W listopadzie tendencja malejąca temperatury osiąga nawet  $-0,8^{\circ}\text{C}/10$  lat.

W Warszawie w ostatnich dwóch stuleciach (1779–1990) tendencje średniej temperatury powietrza w miesiącach letnich są na ogół dodatnie i zbliżone do zera (nieistotne statystycznie), podobnie jak w przypadku innych charakterystyk termicznych (średniej maksymalnej i minimalnej oraz średnich maksimumów i minimumów absolutnych):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$T$	1,66	0,34	0,29	0,29	0,10	-0,26	0,28	0,24	0,06	-0,14	-0,76	0,39
$T_{\text{max}}$	1,57	0,41	0,34	0,36	0,24	0,28	0,43	0,35	0,83	0,02	0,71	0,37
$T_{\text{Max}}$	2,23	0,36	0,09	-0,02	-0,27	-0,24	0,64	1,43	-0,44	0,07	-0,85	1,55
$T_{\text{min}}$	1,9	0,28	0,30	0,23	-0,12	-0,14	0,02	0,09	0,18	-0,20	-0,09	0,42
$T_{\text{Min}}$	2,12	1,16	0,12	-0,28	-0,27	0,46	-0,12	0,25	0,69	-0,24	-0,69	0,45

Największymi tendencjami rosnącymi cechują się ekstrema absolutne temperatury powietrza w styczniu:  $T_{\text{Max}} - 2,23^{\circ}\text{C}/10$  lat,  $T_{\text{Min}} - 2,12^{\circ}\text{C}/10$  lat. Na ogół w miesiącach letnich tendencje temperatury  $T_{\text{Max}}$   $T_{\text{Min}}$  są malejące. Największe ochłodzenie występuje jednak w miesiącach jesiennych, np.  $0,85^{\circ}\text{C}/10$  lat w listopadzie, o  $0,69^{\circ}\text{C}/10$  lat. Interesujące jest, że w czerwcu  $T_{\text{Max}}$  maleje o  $0,24^{\circ}\text{C}/10$  lat, a  $T_{\text{Min}}$  – wzrasta o  $0,46^{\circ}\text{C}/10$  lat.

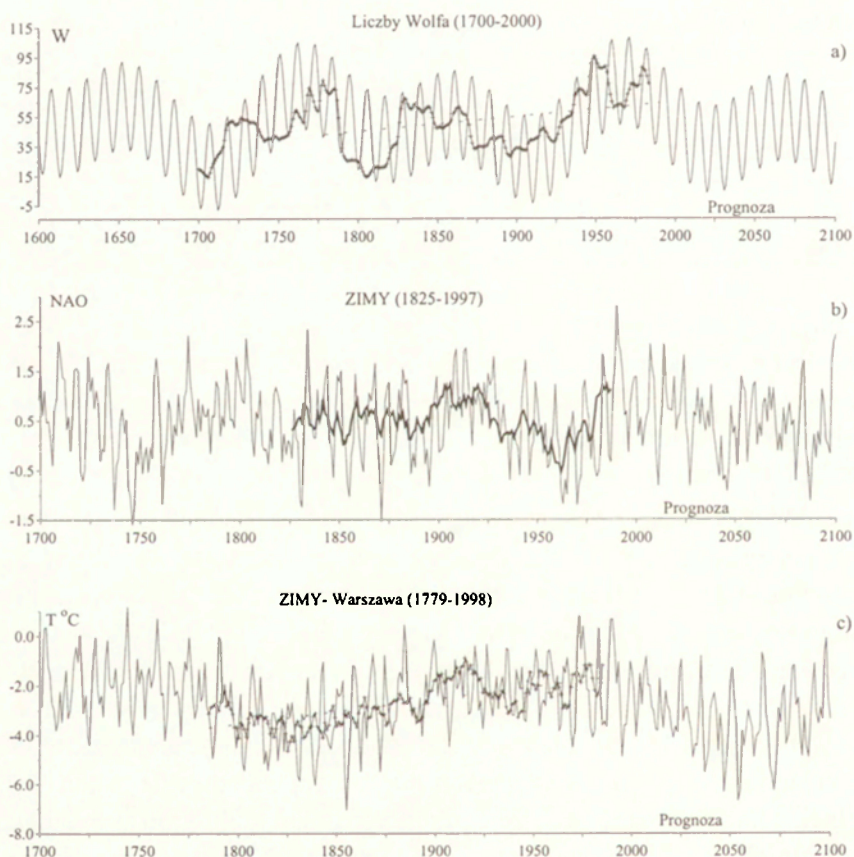
Tendencje rosnące i malejące temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966–1995 i 1779–1990 nie wspierają, a nawet przeczą hipotezie o globalnym ociepleniu klimatu, wynikającym z efektu cieplarnianego wywołanego wzrostem zawartości dwutlenku węgla i innych gazów cieplarnianych w atmosferze. Tendencje rosnące temperatury powietrza w zimie są prawdopodobnie wywołane głównie zmianami częstości występowania makrotypów cyrkulacji powietrza napływającego z nad Oceanu Atlantyckiego nad obszar Polski. Skądinąd wiadomo, że tendencje rosnące temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach są efektem nakładania się (interferencji) naturalnych cykli temperatury powietrza w przedziałach aproksymacji.

Dość duże wartości współczynnika  $A$  w miesiącach zimowych mogą być wywołane przez czynniki lokalne np. „miejską wyspę ciepła”. Mogą one

wynikać z małego albedo i z rosnącej akumulacji ciepła przez zabudowę (powierzchnie sztuczne), zwłaszcza w zimie.

#### 4.1. PROGNOZY ZMIAN TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W XXI WIEKU

Nie są jeszcze poznane mechanizmy przenoszenia zmian zachodzących w Układzie Słonecznym do układu Ziemia – atmosfera (poza stałą słoneczną). Mimo to, wykryta okresowość zmiennych klimatologicznych – także około 100 i 200-letnich może być wykorzystana do rekonstrukcji klimatu w ostatnich stuleciach oraz w prognozach na XXI wiek.



Ryc. 2. Zmiany: a) aktywności Słońca (liczb Wolfa), b) wskaźnika NAO, c) temperatury powietrza w Warszawie w XVIII – XXI wieku

Changes of: a) solar activity (Wolf numbers), b) North Atlantic Oscillation (NAO) index, c) and of air temperature in Warsaw, in 18<sup>th</sup> – 21<sup>st</sup> centuries

Interesujące są wykresy czasowych zmian : aktywności Słońca (liczb Wolfa), ryc. 2a), wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku NAO (ryc. 2b) i temperatury powietrza w Warszawie (ryc. 2c) w latach 1600–2100.

Najmroźniejszych zim o średniej temperaturze  $-7^{\circ}\text{C}$  można oczekiwać w połowie bieżącego stulecia około roku 2050. Będą one nieco łagodniejsze niż na początku XIX wieku, ze względu na coraz większy składnik antropogeniczny. Natomiast lata chłodniejsze wystąpią prawdopodobnie wcześniej, w pierwszych dwóch dekadach XXI wieku.

O istnieniu realnych (deterministycznych) okresów temperatury powietrza – o poprawności modeli statystycznych świadczy sprawdzalność prognoz zmian klimatu Polski w XX wieku. Sprawdziły się wcześniejsze prognozy tendencji temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980–1996, na podstawie danych z lat 1779–1979, przedstawione w publikacji *Prognoza zmian klimatu Warszawy* (Boryczka i in. 2000).

Prognozowane na rok 1980 minimum temperatury powietrza wystąpiło w tym roku. Średnia roczna temperatura  $6,6^{\circ}\text{C}$  w roku 1980, wg pomiarów ze stacji Warszawa–Okęcie, była najniższą wartością w 30-leciu 1966–1995. W roku 1991 wystąpiło drugorzędne prognozowane minimum temperatury:

Rok	1989	1990	1991	1992
$^{\circ}\text{C}$	9,2	9,4	8,0	8,8

Sprawdziły się też prognozy temperatury dla zim w Warszawie – według danych z lat 1779–1990 i w Genewie – wg danych z lat 1768–1988 (Boryczka 1993). Zgodnie z prognozą, w roku 1990 zakończyła się jedna z serii ciepłych zim. Od 1991 roku zimy w Warszawie są coraz chłodniejsze. Na stacji Warszawa–Okęcie średnia temperatura zimy wynosiła:

Rok	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
$^{\circ}\text{C}$	-4.2	0,6	2,4	2,1	-2.0	-0.3	0,1	-0,3	-1.3	-1,3

## 8. PODSUMOWANIE

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Tendencja rosnąca temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, jest po prostu wypadkową nakładania się cykli naturalnych. Na przykład coraz cieplejsze zimy w Warszawie – o  $1,03^{\circ}\text{C}/100$  lat w latach 1779–1990 są efektem nałożenia się kilku okresów: 3,5; 5,5; 8,3; 12,9; 18,0; 38,3; 66,7; 113,1; 218,3 lat. Ich wypadkowa (prosta regresji) wyjaśnia wzrost temperatury powietrza podczas zim o  $0,93^{\circ}\text{C}/100$  lat. Na zmienność antropogeniczną przypada zaledwie  $0,1^{\circ}\text{C}/100$  lat.

## LITERATURA

- Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII–XXI wieku*, Wyd. WGiSR UW, Warszawa, 400 ss.
- 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie „Dialog”, Warszawa, 163 ss.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Kicińska B., Żmudzka E., 1992, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. VII, *Zmiany wiekowe klimatu Polski*, Wyd. UW, Warszawa, 438 ss.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E. Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie*, cz. XIII, Wyd. UW, Warszawa.
- 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, *Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku*, cz. XIV, Wyd. UW, Warszawa.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gíblartar and South-West Iceland*, *Int. J. Climatol.*, 17, s. 1433–1450.
- Jokiel P., Kożuchowski K., 1989, *Zmiany wybranych charakterystyk hydrologicznych Polski w bieżącym stuleciu*, *Dokum. Geogr.*, 6, 94 ss.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, *Prace Geogr. IG PAN*, 33, 112 ss.
- Kondratiew K.J., Nikolski G.A., 1970, *Solar radiation and solar activity*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96.
- Kożuchowski K., 1994, *Tendencje i wahania okresowe zlodzenia Bałtyku (1720–1992)*, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych*, *Rozprawy i Studia Uniw. Szczecin*, 152, s. 159–169.
- Kożuchowski K., Boryczka J., 1997, *Cykliczne wahania i trendy czasowe zmian poziomu morza w Świnoujściu (1811–1990)*, *Przeł. Geofiz.*, XLII, 1.
- Malcher J., Schonwiese CH. D., 1987, *Homogeneity, spatial correlation and spectravariance analysis of long European and North American air temperature records*, *Theor. Appl. Climat.*, 38.
- Marsz A. A., (red.), 1999, *Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatologicznym*, *Materiały konferencji*, Gdynia 6. 1999.
- 2001, *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny ziem na polskim Wybrzeżu Bałtyku*, *Wyższa Szkoła Morska*, Gdynia.
- Michalska A., 1998, *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1881–1990*, (Zakład Klimatologii, maszynopis pracy doktorskiej).
- Reznikow A.P., 1982, *Priedskazaniye jestiestwiennykh processow obuczajuszchiesja sistemoj*, Nowosybirsk.
- Rogers J.C., 1984, *A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation*, [w:] H. Van Loon



(red.), *Studies in Climate*, NCAR Technical Note, February 1984, Boulder, Colorado, s. 208–241.

Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnoatlantycka a opady na obszarze Polski*, [w:] *Postęp badań zmian klimatu i ich znaczenie dla życia i gospodarczej działalności człowieka*, Wyd. WGRS UW, Warszawa, s. 233–241.

Żmudzka E., 1998, *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce*, (Zakład Klimatologii, maszynopis pracy doktorskiej).

## CYCLIC CHANGES OF THE CLIMATE OF WARSAW AND THEIR CONDITIONING

### Summary

The studies to date of the long-time measurement series indicate that several cycles of air temperature featuring significant amplitudes exist in Warsaw. These cycles have the periods of, roughly, 3–5, 7–8, 10–13, 73–114 years, and the planetary cycle of 178.9 years.

The presence of these cycles in almost all the chronological series (of the monthly and seasonal values) demonstrates that this periodicity is the property of the air temperature field in Europe, and in Poland. In order to identify the cycles the method of „sinusoids of regression” (Boryczka, 1998) was applied to determine the parameters of the cycles: the periods  $\Theta$ , the amplitudes  $b$ , and the phase  $c$ .

Based on the long (more than 100 and 200 year long), and the short (1966–1995) measurement series the synchronicity of the strongest cycles was demonstrated of the air temperature, atmospheric circulation (macro-types W and E, meridional, cyclonal and zonal circulation – the North Atlantic Oscillation, NAO, indicator), precipitation, and solar activity.

The dominating cycles of air temperature in Poland have the period of roughly 8 years, and significant amplitudes  $\Delta T = T^{\max} - T^{\min}$ . The range of oscillations of air temperature, for instance in Warsaw, during winter, in the 8.3-year cycle, is equal  $\Delta T = 1.5^{\circ}\text{C}$ , while of the annual average (the period of 7.7 years) –  $0.6^{\circ}\text{C}$ .

This one is at the same time the 8-year cycle of the NAO indicator and the solar activity. The climate of Poland is shaped by several cycles of the parallel heat transfer from above the Atlantic Ocean.

The increasingly warm winters in Poland are brought about by the upward tendency in the zone (parallel) circulation. The bigger values of the NAO indicator in winter witness to the intensification of the „transport” of the warm air masses from above the Atlantic Ocean in the years 1966–1998 over the area of Poland.

The progressing warming of the climate of Europe in the 19<sup>th</sup>–20<sup>th</sup> centuries may be the result of partly natural causes, that is – the upward tendency of solar activity (solar constant).

The interference of the identified cycles (the deterministic components in the measurement series) made it possible to forecast changes in the climate of Poland

in the 21<sup>st</sup> century – through simple extrapolation (over time  $t$ ) of the approximating function  $T = f(t)$ , being the resultant of the superimposed cycles of air temperature.

*Adres autorów:*

*Jerzy Boryczka, Maria Stopa-Boryczka*

*Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW  
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa*

*e.mail: klimat@wgsr.uw.edu.pl*

Robert Twardosz

## WPŁYW SYTUACJI SYNOPTYCZNYCH NA WYSTĘPOWANIE DOBOWYCH OPADÓW NA POGÓRZU WIELICKIM

### 1. WSTĘP

Na rozkład przestrzenny i czasowy opadów w Karpatach obok wysokości nad poziomem morza, ekspozycji terenu i orografii w decydującym stopniu wpływa cyrkulacja atmosferyczna. Wykazano istotną korelację występowania anomalnie wysokich sum opadów z wartością dodatnią wskaźnika cykloniczności (C), a anomalnie niskich sum z jego wartością ujemną (Cebulak, Twardosz 2001a). Zagadnienie zmienności czasowej i przestrzennej dobowych opadów w Karpatach i na ich przedpolu, zwłaszcza opadów silnych wywołujących powodzie, prezentowano wielokrotnie w literaturze klimatologicznej. W wielu opracowaniach wykazano, że o występowaniu wysokich opadów dobowych decyduje rodzaj układu barycznego i kierunek adwekcji mas powietrznych (Kaczorowska 1933; Michalczewski 1953; Milata 1955; Morawska 1963; Morawska-Horawska 1971, 1979; Niedźwiedź 1972; Twardosz 2000). Wpływ sytuacji synoptycznych na pojawianie się opadów jest zróżnicowany w ciągu roku. Wyraźnie zaznacza się w przypadku wyjątkowo wysokich opadów powodujących powodzie w okresie letnim, które są związane tylko z niektórymi sytuacjami synoptycznymi (Mycielska 1979; Milata 1955; Morawska-Horawska 1971, 1979; Cebulak 1992a, 1992 b; Niedźwiedź, Czekierda 1998; Niedźwiedź 1999; Twardosz, Niedźwiedź 2001; Cebulak, Twardosz 2001b). Na podstawie analizy poszczególnych przypadków opadów i sytuacji synoptycznych E. Cebulak (1992b) wyodrębniła strefy występowania typów opadów. Pogórze Wielickie należy do strefy opadów rozlewnych. Opady takie występują w jednorodnej masie powietrza, a w ich kształtowaniu widoczna staje się rola orografii łańcucha karpackiego.

Celem niniejszego opracowania jest ukazanie wpływu sytuacji synoptycznych na występowanie dobowych opadów na Pogórze Wielickim.

## 2. MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE I METODY PRACY

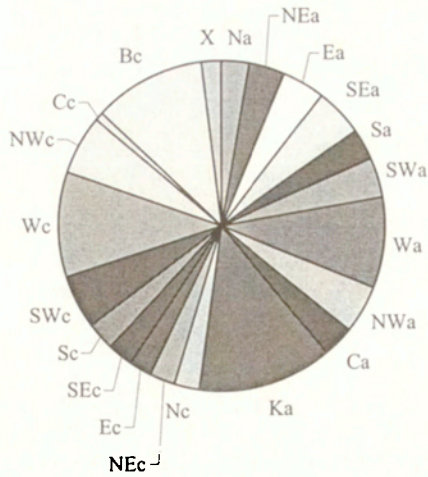
Materiały źródłowe pochodzą ze Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Gaiku-Brzezowej. Stacja ta znajduje się na Pogórzu Wielickim, w umiarkowanie ciepłym piętrze klimatycznym, w odległości 25 km na południowy wschód od Krakowa ( $\varphi=49^{\circ}52'N$ ,  $\lambda=20^{\circ}04'E$ ,  $hs=302$  m npm). Wykorzystano materiały z lat 1971–2000 dotyczące codziennych sum opadów oraz kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły T. Niedźwiedzia (2000). Typologia cyrkulacji odzwierciedla procesy mezosynoptyczne zachodzące na obszarze dorzecza górnej Wisły. Uwzględnia ona adwekcję mas powietrznych i rodzaj układu barycznego. Wśród wydzielonych 21 sytuacji synoptycznych, 16 typów ma wyraźnie określony kierunek adwekcji mas powietrznych (po 8 antycyklonalnych i cyklonalnych). Cztery sytuacje charakteryzuje bądź stagnacja powietrza (brak adwekcji) albo też występowanie w ciągu doby bardzo zmiennej adwekcji: Ca – centrum wyżu, Ka – klin antycyklonalny, Cc – sytuacja centralna cyklonalna, Bc – bruzda cyklonalna. Symbolem X zaznaczono siodła baryczne i sytuacje nie dające się zaklasyfikować.

W pracy przedstawiono częstość sytuacji synoptycznych w dorzeczu górnej Wisły. Określono cechy wieloletniej i rocznej zmienności sum opadów i liczby dni z opadem na Pogórzu Wielickim. Przeanalizowano opady dobowe  $>0,1$  mm oraz opady silne  $>10$  mm. Opady silne mają poważny wpływ na wielkość sumy rocznej (Twardosz 2000), a w dodatku często towarzyszą im zdarzenia powodziowe. Dla poszczególnych typów sytuacji obliczono częstość i prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia opadu a także wartości średnie, oraz wyznaczono wydajność i maksymalną sumę dobową opadu.

## 3. WYNIKI BADAŃ

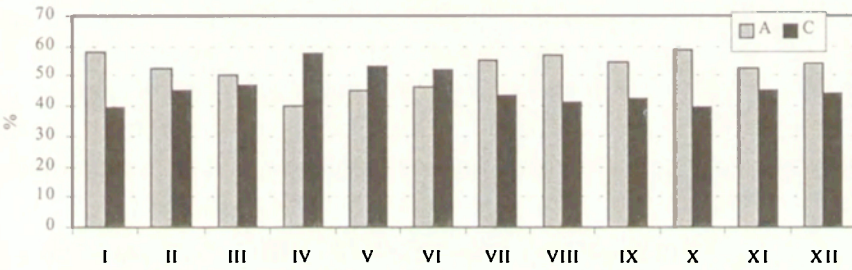
### 3.1. CZĘSTOŚĆ SYTUACJI SYNOPTYCZNYCH

W analizowanym okresie 1971–2000 średnio w roku sytuacje antycyklonalne występowały z większą częstością (52,1%) niż sytuacje cyklonalne (45,8%) (ryc. 1). W większości miesięcy również dominowały układy wysokiego ciśnienia (ryc. 2a). Tylko w kwietniu, maju i czerwcu notowana jest większa częstość ośrodków niskiego ciśnienia. Spośród 21 typów sytuacji synoptycznych najczęściej w roku występuje klin antycyklonalny Ka –13,3% (ryc. 1). Dużą częstością odznaczają się również trzy sytuacje: bruzda cyklo-

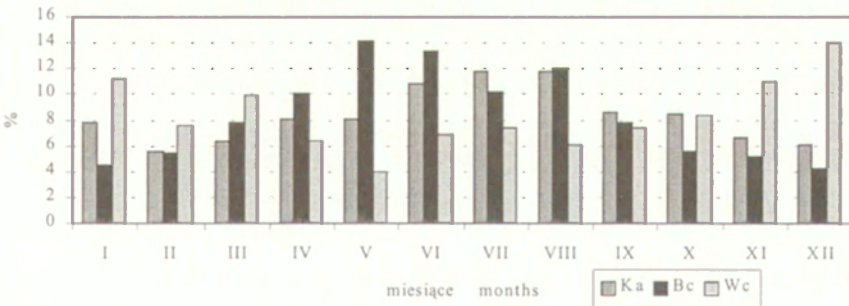


Ryc. 1. Roczna częstość sytuacji synoptycznych, 1971–2000 (Niedźwiedź 2000)  
Annual frequency of synoptic situations, 1971–2000 (Niedźwiedź 2000)

a) sytuacje antycyklonalne (A) i cyklonalne (C)  
a) anticyclonic situations (A) and cyclonic situations (C)



b) klin antycyklonalny Ka, bruzda cyklonalna Be, cyrkulacja zachodnia cyklonalna Wc  
b) anticyclonic wedge (Ka), cyclonic trough (Be), cyclonic situation from the west (Wc)



Ryc. 2. Przebieg roczny częstości niektórych sytuacji synoptycznych, 1971–2000  
Annual course of some synoptic situations frequency, 1971–2000

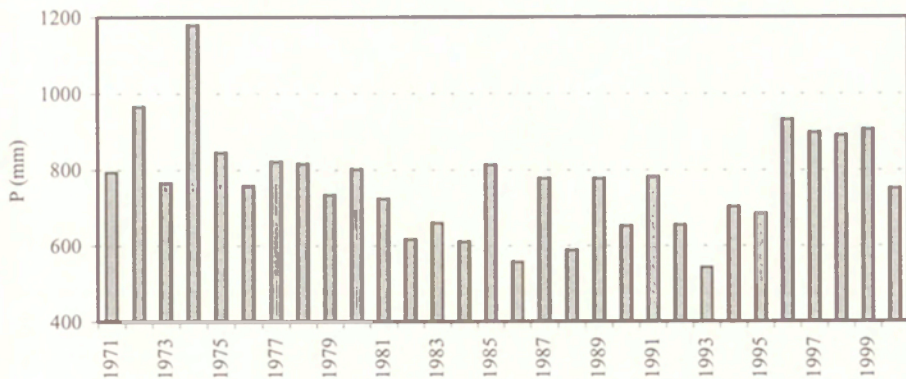
nalna Bc (10,9%), zachodnia cyklonalna Wc i antycyklonalna Wa (10,3% i 8,7%). Częstość pojawiania się pozostałych sytuacji jest niewielka. Najrzadziej (1,0%) występuje sytuacja centralna cyklonalna (Cc). W przebiegu rocznym częstość sytuacji synoptycznych pomimo znacznych wahań z miesiąca na miesiąc wykazuje wyraźną sezonowość. I tak, sytuacja Ka osiąga największą częstość (ponad 10%) w miesiącach letnich (ryc. 2b). Maksimum częstości występowania bruzdy cyklonalnej przypada na okres od kwietnia do sierpnia, osiągając w maju 14%. Sytuacja zachodnia cyklonalna Wc szczególnie często występuje od listopada do stycznia, z maksimum w grudniu (14%).

### 3.2. WIELOLETNIA I ROCZNA ZMIENNOŚĆ OPADÓW

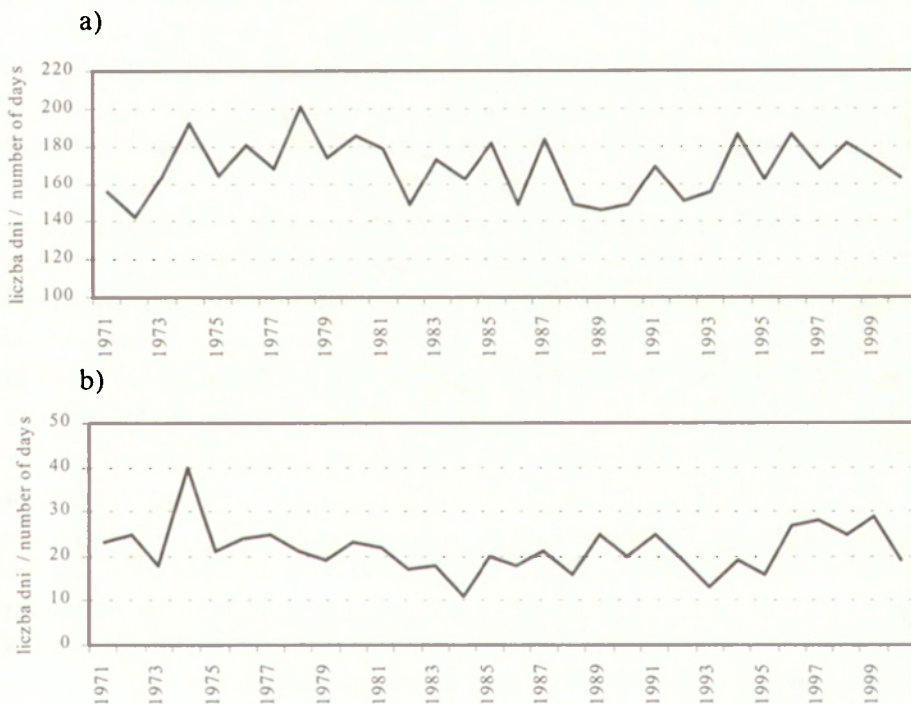
Analiza sum rocznych opadów ilustruje ogólne tło warunków pluwiometrycznych (ryc. 3). Średni roczny opad w Gaiku-Brzezowej wynosi 767 mm. W okresie 1996–1999 wystąpił ciąg lat wilgotnych, o sumach rocznych równych lub wyższych od 900 mm. Przewaga lat z nadmiarem opadów koncentrowała się jeszcze w pierwszej dekadzie analizowanego okresu. Szczególnie wilgotny był 1974 rok, w którym spadło 1179 mm opadu. W okresie 1981–1995 przeważały lata z niedoborem opadów. Minimum rocznego opadu wystąpiło w 1993 roku z sumą 543 mm. W świetle współczynnika zmienności (iloraz odchylenia standardowego do wartości średniej) dyspersja sum rocznych wynosi 17,6%. W porównaniu z sumami opadów, liczba dni z opadem  $>0,1$  mm wyróżnia się mniejszą zmiennością (9,2%) z roku na rok (ryc. 4a). Średnio w roku występuje 168 dni z opadem, co stanowi 46% wszystkich dni. Roczna liczba dni z opadem zmienia się od 142 (1972 r.) do 201 (1978 r.).

Przebieg wieloletni liczby dni z opadem silnym  $\geq 10$  mm odznacza się dużo większą zmiennością (ryc. 4b), dyspersją – 25%. Średnio w roku pojawia się 22 dni z takim opadem, co stanowi 13% wszystkich dni z opadem w Gaiku-Brzezowej. Przebieg opadów silnych jest wyraźnie skorelowany z sumą roczną opadów (współczynnik korelacji równy 0,895). Obliczono, że opady  $\geq 10$  mm mają decydujący wpływ na wysokość sumy rocznej. Ich udział w średniej sumie wynosi aż 52%. W wilgotnym 1974 roku odnotowano aż 40 dni z opadem silnym. Najmniejsza liczba dni z opadem  $\geq 10$  mm (11) wystąpiła w 1984 roku. Rzadko takie opady pojawiały się również w najsuchszym 1993 roku.

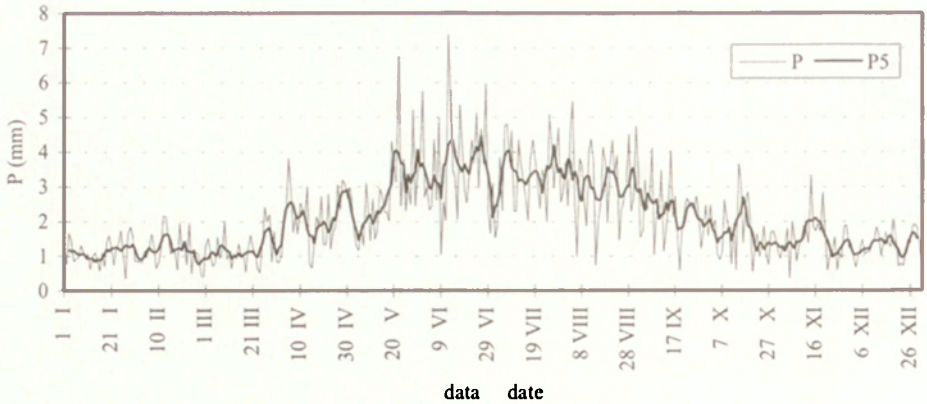
Przebieg roczny opadów wykazuje znaczne wahania z dnia na dzień, dlatego został on wyrównany za pomocą średnich konsekwentnych pięciodobowych, co odpowiada w przybliżeniu naturalnym okresom synoptycznym (ryc. 5). Średnia wieloletnia dobowa (1971–2000) suma opadów w Gaiku-



Ryc. 3. Przebieg sum rocznych opadów (P) w Gaiku Brzezowej, 1971–2000  
Course of the annual totals of precipitation (P) in Gaik-Brzezowa, 1971–2000



Ryc. 4. Przebieg rocznej liczby dni z opadem (a) i z opadem silnym (b) w Gaiku-Brzezowej, 1971–2000  
Annual course of precipitation days (a) and heavy rain (b) in Gaik-Brzezowa, 1971–2000



Ryc. 5. Roczny przebieg średnich dobowych opadów w Gaiku-Brzezowej, P – średnia dobowa, P5 – średnia 5-dniowa, 1971–2000

Annual course of average daily precipitation in Gaiku-Brzezowa, P – daily average, P5 – 5-days moving average, 1971–2000

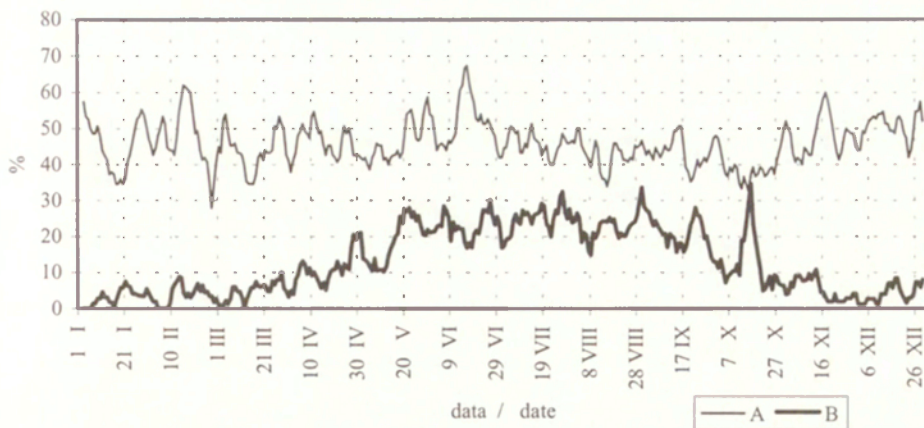
Brzezowej wynosi 2,1 mm. Kulminacja roczna opadów przypada na czerwiec, ostatnią dekadę maja oraz na pierwszą dekadę lipca i sierpnia. Z kolei wartości najniższe notowane są w pierwszej połowie stycznia, ostatniej dekadzie lutego i w dwóch pierwszych dekadach marca. Roczny przebieg opadów w Gaiku-Brzezowej wykazuje cechy obserwowane w obszarach górskich (Trepńska 2001).

Przebieg średnich dobowych opadów w ciągu roku jest zbliżony do przebiegu średniej wydajności opadów, zwanego również obfitością opadów (współczynnik korelacji równy 0,917). Jest to wskaźnik opisujący wysokość opadu przypadającą na średni dzień z opadem, a więc po wyeliminowaniu dni bezopadowych. Według tego wskaźnika przeciętna wydajność dobowego opadu w Gaiku-Brzezowej wynosi 4,6 mm. W przebiegu rocznym osiąga on największą wartość 15,8 mm w dniu 12 czerwca.

W przebiegu rocznym dużym wahaniom podlega częstość występowania opadów (ryc. 6). Średnio w roku opady  $>0,1$  mm, w Gaiku-Brzezowej pojawiają się z częstością 46%. Duża częstość opadów (powyżej 60%) występuje w drugiej dekadzie lutego i drugiej dekadzie czerwca. Wyraźne minimum częstości opadów (poniżej 40%) przypada na październik, co potwierdza występowanie na Pogórze Wielickim „Złotej Jesieni”.

Przebieg roczny częstości opadów silnych cechuje się dużą koncentracją w ciepłej połowie roku (ryc. 6). Najmniejsza miesięczna częstość opadów silnych, nie przekraczająca 5% wszystkich opadów przypada w okresie od listopada do marca, natomiast największa ich częstość (ponad 20%) na miesiące od czerwca do września.





Ryc. 6. Roczny przebieg średnich konsekwentnych 5-dniowych częstości opadów dobowych:  $>0,1$  mm (A) i  $>10$  mm (B), 1971–2000

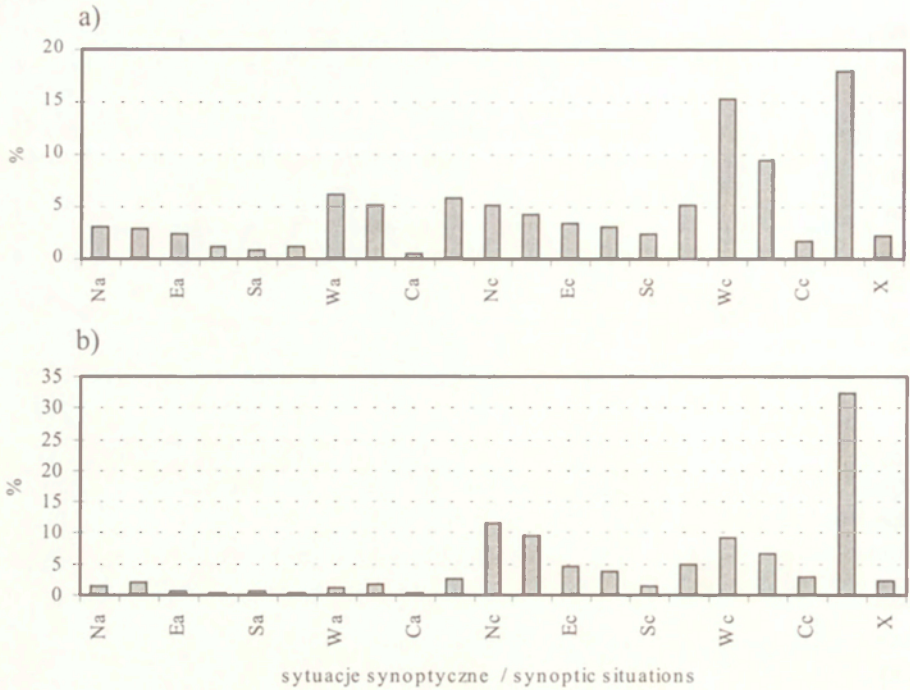
Annual course of the 5-day moving averages of daily frequency precipitation:  $>0,1$  mm (A) and  $>10$  mm (B), 1971–2000

### 3.3. CZĘSTOŚĆ OPADÓW W POSZCZEGÓLNYCH SYTUACJACH SYNOPTYCZNYCH

Przyporządkowanie odpowiedniego typu sytuacji synoptycznej każdemu opadowi dobowemu  $\geq 0,1$  z lat 1971–2000 wykazało, że średnio w roku 68% opadów w Gaiku–Brzezowej związane jest z układami cyklonalnymi, a 29,6% z antycyklonalnymi (ryc. 7a). Najwięcej opadów (33%) pochodzi z dwóch sytuacji: bruzdy cyklonalnej Bc (18%) i zachodniej cyklonalnej Wc (15,3%). Znaczna jest także częstość opadów w układzie ciśnienia NWc (9,5%). Najmniej opadów (0,5%) odpowiada sytuacji centralnej antycyklonalnej (Ca).

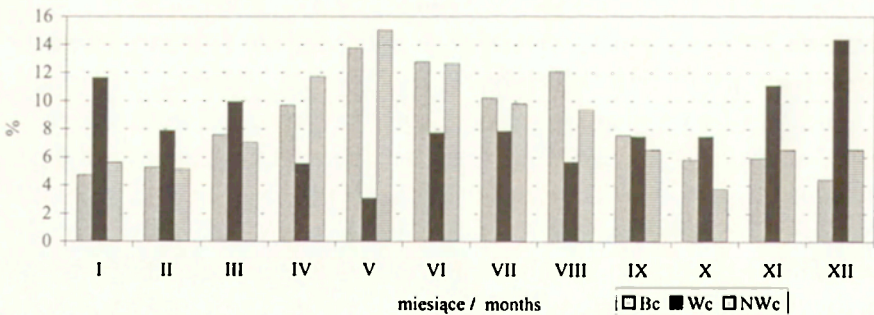
Jeszcze silniejszy wpływ wywierają układy niskiego ciśnienia na opady silne ( $\geq 10$  mm), które w 87% przypadków notowane są w takich sytuacjach. (ryc. 7b). W sytuacjach antycyklonalnych pojawia się ich zaledwie 11%. Spośród niżowych sytuacji synoptycznych największe znaczenie ma bruzda cyklonalna Bc, przy której notowanych jest 32% opadów  $\geq 10$  mm. Z sytuacjami Nc, NEc i Wc związanych jest łącznie 30% takich opadów. Tak więc, opady silne w Gaiku-Brzezowej kształtowane są głównie (w ponad 60%) przez te cztery wymienione sytuacje synoptyczne.

W przebiegu rocznym maksimum częstości opadów  $>0,1$  mm w sytuacji Bc przypada na okres od kwietnia do sierpnia (ryc. 8). Opady w sytuacji cyklonalnej, związanej z adwekcją powietrza z zachodu, występują najczęściej w okresie od listopada do stycznia. Z kolei maksimum opadów związanych z sytuacją NWc koncentruje się od kwietnia do czerwca.



Ryc. 7. Częstość opadów (a) oraz opadów silnych (b) w poszczególnych sytuacjach synoptycznych, 1971–2000

Precipitation frequency (a) and heavy rain (b) at the particular types of the synoptic situations, 1971–2000



Ryc. 8. Roczny przebieg częstości opadów ( $>0,1$  mm) w wybranych sytuacjach synoptycznych: bruzdzie cyklonalnej (Bc), zachodniej cyklonalnej (Wc) i północno zachodniej (NWc), 1971–2000

Annual course of precipitation frequency ( $>0.1$  mm) at the selected types of the synoptic situations: trough of low pressure (Bc), cyclonic situation from the west (Wc) and cyclonic situation from the northwest (NWc), 1971–2000

### 3.4. WYBRANE CHARAKTERYSTYKI OPADÓW DOBOWYCH (<0,1 MM) W POSZCZEGÓLNYCH SYTUACJACH SYNOPTYCZNYCH

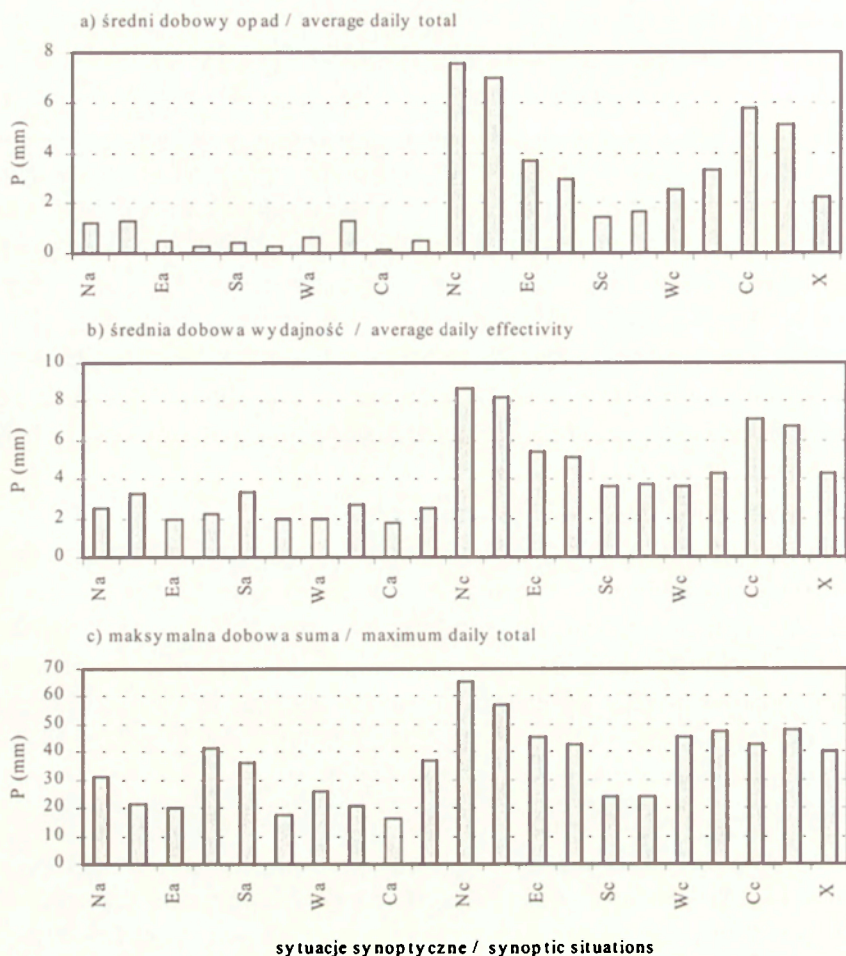
Ważną wskazówką wpływu cyrkulacji na występowanie opadów jest analiza rozkładu średnich opadów w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych. Rozpatrywano iloraz sumy opadów w danej sytuacji do liczby przypadków tej sytuacji, a więc niezależnie od ich częstości (ryc. 9a). W układach cyklonalnych średnia suma opadu jest 6-krotnie większa (3,7 mm) od notowanej w układach antycyklonalnych (0,6 mm). Najwyższe średnie opady (ponad 5,0 mm) pojawiają się w czterech sytuacjach: Nc, NEc, Cc i Bc. Maksymalną wartość (7,6 mm) osiągają one w sytuacji Nc. W pozostałych sytuacjach cyklonalnych średni opad jest znacznie mniejszy. W układach antycyklonalnych nie przekracza on 1,3 mm.

Do rozkładu średnich opadów dość dobrze nawiązuje rozkład średniej wydajności opadów w poszczególnych typach sytuacji (ryc. 9b). Najbardziej obfite opady (ponad 8 mm) występują w dwóch sytuacjach cyklonalnych Nc i NEc. Wydajne opady (ponad 5 mm) kształtowane są również przez kolejne ośrodki występowania niskiego ciśnienia: Cc, Bc, Ec i SEc. Średnia wydajność opadów w układach niżowych jest ponad 2-krotnie większa (5,5 mm) niż w układach wyżowych (2,4 mm). Najmniej obfite opady towarzyszą sytuacji centralnej antycyklonalnej (1,8 mm).

Dla każdej sytuacji synoptycznej wyznaczono również maksymalny opad dobowy (ryc. 9c). We wszystkich sytuacjach osiąga on wysoką wartość, co najmniej 16 mm. Rekordowy opad zanotowany w Gaiku-Brzezowej wystąpił 21 sierpnia 1972 roku. Pojawił się on w sytuacji północnej cyklonalnej i osiągnął wartość 65,2 mm, co stanowi 8,5% średniej wieloletniej rocznej sumy opadów.

### 3.5. PRAWDOPODOBIENSTWO WARUNKOWE WYSTĄPIENIA OPADÓW

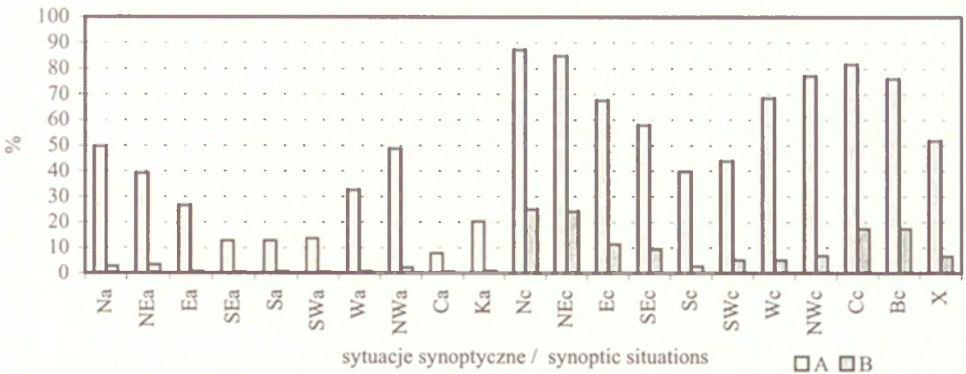
Wpływ poszczególnych sytuacji synoptycznych na opady można ocenić również za pomocą prawdopodobieństwa warunkowego, czyli ilorazu liczby opadów w danej sytuacji do liczby przypadków danej sytuacji. Obliczono, że największe prawdopodobieństwo (68,3%) opadów  $\geq 0,1$  mm występuje w sytuacjach cyklonalnych (ryc. 10). Średnio w roku w każdym układzie niskiego ciśnienia przekracza ono 40%. Największe prawdopodobieństwo wystąpienia opadu (87%) ma miejsce w sytuacji północnej cyklonalnej Nc oraz północno-wschodniej cyklonalnej (85%), a także w centrum niżu (81%).



Ryc. 9. Wybrane charakterystyki (a, b, c) opadów (>0,1 mm) w poszczególnych sytuacjach synoptycznych, 1971–2000

Selected characteristics (a, b, c) of precipitation (>0.1 mm) at the particular types of the synoptic situations, 1971–2000

Sprzyjające występowaniu opadów (o prawdopodobieństwie przekraczającym 70%) są również sytuacje: NWc i Bc. Prawdopodobieństwo wystąpienia opadów silnych w sytuacjach cyklonalnych osiąga (11%) (ryc. 10). W ośrodkach wysokiego ciśnienia wynosi ono zaledwie 1%. W przypadku opadów  $\geq 10$  mm największe prawdopodobieństwo warunkowe (około 10%) charakteryzuje dwie sytuacje niżowe: Nc i NEc. W sytuacji północnej cyklonalnej, w okresie letnim w Karpatach zdarzają się opady dobowe wyższe od 100 mm (Cebulak 1992b). Sprzyjające występowaniu takich opadów są również bruzda cyklonalna i centrum niżu.



Ryc. 10. Prawdopodobieństwo warunkowe (w %) wystąpienia opadów: >0,1 mm (A) i >10 mm (B) w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych, 1971–2000  
 Conditional probability (in %) of precipitation occurrence: >0.1 mm (A) and >10 mm (B) at the particular types of the synoptic situations, 1971–2000

#### 4. PODSUMOWANIE

Analiza 30-letniej serii opadowej w Gaiku-Brzezowej wykazała, że występowanie dobowych opadów uwarunkowane jest przede wszystkim cyrkulacją atmosferyczną. Stwierdzono, że:

- nadmiar opadów przypadł na lata 1971–1980 i 1996–1999;
- lata z niedoborem opadów przeważały w okresie 1981–1995;
- decydujący wpływ na pojawianie się obfitych opadów ma głównie rodzaj układu barycznego i kierunek adwekcji mas powietrza;
  - w sytuacjach cyklonalnych pojawia się 60% ogólnej sumy opadów, a opadów silnych aż 87%;
  - spośród 21 sytuacji synoptycznych istotny wpływ na opady wywierają tylko niektóre z nich; największe znaczenie mają cztery sytuacje synoptyczne: Nc, NEc, Bc i Wc;
  - najwięcej dni z opadem, niezależnie od jego wysokości, notowanych jest przy bruździe cyklonalnej oraz przy adwekcji powietrza z zachodu; w sytuacji Bc mogą być generowane zarówno opady ulewne pochodzenia burzowego jak też opady długotrwałe;
  - o występowaniu nadwyżek bądź niedoborów opadów na Pogórze Wielickim decyduje intensywność cyrkulacji południkowej o składowej północnej związanej z ośrodkami niskiego ciśnienia; dla typów cyrkulacji z adwekcją mas powietrza z sektora północnego tj. Nc i NEc charakterystyczne są długotrwałe opady o największej wydajności i największym prawdopodobieństwie wystąpienia, najczęściej występują one w okresie wiosenno-letnim;

– do wydajnych, o wysokim prawdopodobieństwie wystąpienia, należą również opady pojawiające się w centrum niżu; jednakże ze względu na bardzo małą częstość występowania, sytuacja ta w niewielkim stopniu wpływa na ogólną sumę opadów.

## LITERATURA

- Bokwa A., Olecki Z., 1997, *Stacja Naukowa Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Gaiku-Brzezowej*, Wiadomości Ziem Górskich, 6 (10), s. 77–82.
- Cebulak E., 1992a, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.–Physica, 23, s. 81–95.
- 1992b, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 90, s. 79–96.
- Cebulak E., Twardosz R., 2001a, *Anomalous precipitation totals in the vertical profile of the Carpathian Mts*, [w:] Sz. Mrugała (red.), *Problematyka pomiarów i opracowań elementów meteorologicznych*, Supplement, UMCS, Lublin, s. 23–32.
- 2001b, *Przypadki deszczów o dużej wydajności w Tatrach w okresie 1991–2000*, [w:] K. German, J. Balon (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie*, Problemy Ekologii Krajobrazu, X, s. 772–780.
- Kaczorowska Z., 1933, *Przyczyny meteorologiczne letnich wezbrań Wisły*, Prace PIM, 2, s. 1–54.
- Michalczewski J., 1953, *Meteorologiczna analiza powodzi z 10 i 11 maja 1951 r.*, Przegł. Meteorologiczny i Hydrologiczny, 6., 3–4, s. 107–113.
- Milata W., 1955, *Synoptyka wielkich opadów atmosferycznych w Karpatach*, Przegł. Meteorologiczny i Hydrologiczny, 8, 3–4, s. 210–217.
- Morawska M., 1963, *Meteorologiczna charakterystyka powodzi z czerwca 1948 r.*, Biuletyn PIHM, 1, s. 1–28.
- Morawska-Horawska M., 1971, *Meteorologiczne przyczyny powodzi w Polsce Południowej w lipcu 1970 roku*, Przegł. Geofiz., 16 (24), 4, s. 299–315.
- 1979, *Meteorologiczne przyczyny letniego wezbrania w Karpatach Zachodnich w 1973 r.*, Przegł. Geof., 24, 3–4, s. 339–347.
- Mycielska H., 1979, *Atlas typowych sytuacji synoptycznych przy występowaniu opadów powodziowych w dorzeczu górnej Wisły (1951–1960)*, Wyd. IMGW, s. 1–16.
- Niedźwiedz T., 1972, *Heavy Rainfall in the Polish Carpathians during the Flood in July 1970*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 6, s. 194–199.
- 1999, *Rainfall characteristics in southern Poland during the severe flooding event of July 1997*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 33, s. 5–25.
- 2000, *Kalendarz sytuacji synoptycznych w dorzeczu górnej Wisły (1971–2000)*, Zbiór komputerowy.
- Niedźwiedz T., Czekerda D., 1998, *Cyrkulacyjne uwarunkowania katastrofalnej powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997*.

Konferencja naukowa w Krakowie 7–9 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 53–66.

Trepińska J., 2001, *Multi-annual course of air temperature and precipitation in Cracow, Gaik-Brzezowa and Szymbark (1971–1997)*, [w:] Obrębska-Starkel B. (red.), *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka Foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*, Prace Geogr. IGiGP UJ, 109.

Twardosz R., 2000, *Wieloletnia zmienność sum dobowych opadów w Krakowie w powiązaniu z sytuacjami synoptycznymi*, Prace Geogr., IGiGP UJ, 105, s. 17–68.

Twardosz R., Niedźwiedz T., 2001, *Influence of synoptic situations on the precipitation in Kraków (Poland)*, *International Journal of Climatology*, 21, s. 467–481.

## INFLUENCE OF SYNOPTIC SITUATIONS ON THE DAILY PRECIPITATION IN THE WIELICZKA FOOTHILLS

### Summary

The paper looks at the impact of synoptic situations on the occurrence of daily precipitation in the Wieliczka Foothills. The research was based on daily precipitation data recorded during 1971–2000, in the Gaik-Brzezowa research station of the Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, and on the calendar of synoptic situations by T. Niedźwiedz. The Gaik-Brzezowa station is located in the moderately warm climatic zone some 25 kilometres south-east of Cracow.

The study presents annual and long-term variations of precipitation, frequency of the synoptic situations and frequency of precipitation for particular situations. For each of the 21 synoptic situations the following values were calculated: average daily precipitation and its effectiveness ratio, the conditional probability of occurrence of days with precipitation and the maximum daily precipitation was identified. The analysis has shown anticyclonic situations to have prevailed, with the anticyclonic wedge (Ka) being the most frequent of them.

The occurrence of precipitation is mainly determined by the type of pressure pattern and the advection sector. Cyclonic situations account for 60% of all precipitation ( $>0.1$  mm) and for 87% of heavy precipitation ( $>10$  mm). Excess precipitation was recorded in 1971–1980 and 1996–1999. Precipitation deficiency dominated the period of 1981–1995. Four synoptic situations had the most impact on daily precipitation: Nc, NEc, Bc and Wc. The highest frequency of precipitation (33%), regardless its amount, was recorded under the cyclonic trough (Bc) and under the westerly advection (Wc), which is related to the high frequency with which these situations occur themselves. The Bc situation can generate both strong thunderstorm (convection) precipitation and long-duration precipitation. It is the intensity of northern circulation under low-pressure patterns that determinates the excess or deficiency of precipitation in the Wieliczka Foothills. The long-duration precipitation with the highest effectiveness and occurrence probability are characteristic for the

northerly advection, i.e. under the northern (Nc) and north-eastern (NE) cyclonic situations. They are typically frequent during spring and summertime.

Precipitation occurring in the centre of low pressure (Cc) tends to yield high volumes and be most likely, although as this situation is in itself rather rare, this has a very limited impact on the total precipitation.

*Adres autora:*

*Robert Twardosz*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ  
ul. Grodzka 64, 31-044 Kraków*

*e-mail: [rtwardo@grodzki.phils.uj.edu.pl](mailto:rtwardo@grodzki.phils.uj.edu.pl)*



Alojzy Woś

## CHARAKTERYSTYCZNE CECHY ZIM W POZNANIU W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU W WYBRANYCH TYPACH POGODY

### 1. WPROWADZENIE

Zagadnienie zmian zachodzących w przeciętnym rocznym reżimie pogody i notowanych na wielu obszarach kuli ziemskiej, stało się jednym z głównych problemów badawczych współczesnej klimatologii. Ponieważ skutki tych zmian wywierają wpływ na wiele dziedzin działalności człowieka, stąd wynikami badań dotychczasowych zmian stosunków klimatycznych, które stanowią przesłankę do prognozowania warunków klimatycznych w bliższej i dalszej przyszłości, rządy i instytucje gospodarcze wielu krajów wykazują żywe zainteresowanie.

Poddając analizie średnią roczną temperaturę powietrza w ostatnich dziesiątkach lat i odnotowując jej dodatni trend, wielu autorów wyraża pogląd, iż na taki kierunek tendencji tej wartości wpływa przede wszystkim temperatura powietrza w chłodnej porze roku (Trepieńska, Kowanetz 1997; Kożuchowski 2000; Wibig 2000). Stąd, biorąc pod uwagę zmiany w wieloleciu liczby dni z wybranymi typami pogody (przy wyróżnieniu których temperatura stanowi jedno z zasadniczych kryteriów), można przyjąć, iż ich zmiany będą najbardziej wyraziste i stosunkowo największe właśnie w zimie.

W dotychczasowych badaniach dotyczących wahań i zmian klimatu, główną uwagę skupia się na temperaturze powietrza, sporadycznie na opadach atmosferycznych, a jeszcze rzadziej na zachmurzeniu. Rozpatruje się zmiany wartości tych elementów pogody w wieloleciu przeważnie oddzielnie, badając zazwyczaj związki zachodzące między cyrkulacją atmosferyczną i temperaturą powietrza, lub innymi elementami pogody (Wibig 2001; Ustrnul 1997; Kożuchowski 1993 i in.). Ponieważ cyrkulacja atmosferyczna wpływa jednocześnie na zespół elementów pogody, w niniejszym opracowaniu przedstawiono zagadnienie zmienności liczby dni z wybranymi typami pogody. Uwzględniono dane dla zimy odnotowane w latach 1951–2000.

Role cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu stosunków pogodowych na obszarze Europy coraz częściej określa się na podstawie wartości indeksu NAO (Kozuchowski 1993; Wibig 2000). Odwołania do tego indeksu są czynione zazwyczaj przy analizie zmian wartości wybranych elementów pogody w wieloleciu. W niniejszym opracowaniu indeks ten brano pod uwagę także w odniesieniu do zmian liczby dni z wybranymi typami pogody.

## 2. TERMIN „ZIMA” W NINIEJSZYM OPRACOWANIU

W meteorologii i klimatologii za zimę przyjmuje się najczęściej okres obejmujący trzy pełne miesiące kalendarzowe – grudzień, styczeń i luty. Jest to jednak znaczne uproszczenie, ale wygodne do sporządzania różnych opisów porównawczych. Trudno bowiem uznać, iż ten okres roku w pełni nawiązuje do pojęcia sezonu – pory zimowej w rozumieniu klimatologicznym, a jednocześnie obejmuje cały okres o względnej jednorodności stosunków pogodowych. Na obszarze Polski, ogólnie biorąc, sezon klimatyczny obejmujący między innymi miesiące zaliczane do astronomicznej zimy, jest znacznie dłuższy.

W świetle analizy częstości występowania typów pogody wyznaczonych na podstawie zespołu elementów meteorologicznych można stwierdzić, iż w rejonie Poznania zima rozumiana jako sezon klimatyczny rozpoczyna się w przybliżeniu w połowie listopada i kończy na początku trzeciej dekady marca (Woś 1996, 1999). Zbliżone daty początku i końca zimy aeroklimatycznej ustalił W. Parczewski (1962).

W tym opracowaniu określenie „zima” przyjęto umownie dla okresu obejmującego trzy miesiące – grudzień, styczeń i luty. Takie uproszczone podejście do pojęcia zimy było już i jest nadal przyjmowane w wielu opracowaniach (Paczos 1982). W niniejszym opracowaniu dla tego okresu określono w każdym roku liczbę dni z wybranymi typami pogody, wyróżnionymi zgodnie z kryteriami przyjętymi w klasyfikacji prezentowanej we wcześniejszych pracach autora (Woś 1996, 1999). Rozpatrzono, dla wielolecia 1951–2000, zmiany liczby dni z pogodą ciepłą, przymrozkową i mroźną, w obrębie których, bliższej analizie poddano typ pogody cechujący się jednocześnie dużym zachmurzeniem i opadem.

### 3. STOSUNKI POGODOWE NA TERENIE EUROPY A OSCYLACJA PÓLNOCNOATLANTYCKA

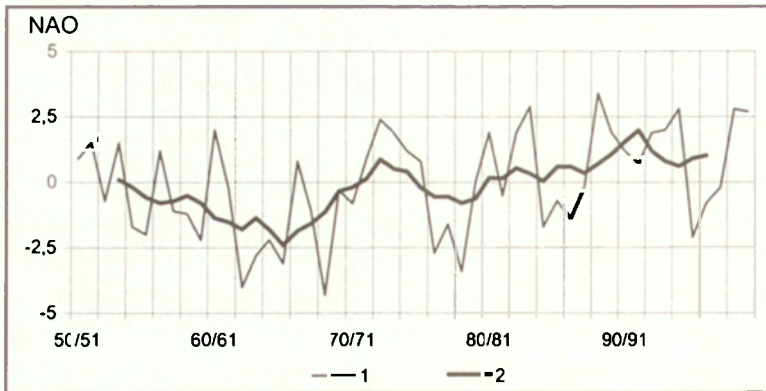
Cyrkulacja atmosferyczna nad danym obszarem skutkująca występowaniem określonych typów pogody i osiąganiem przez poszczególne elementy pogody charakterystycznych wartości liczbowych, jest uwarunkowana przede wszystkim współdziałaniem najbliższych położonych centrów działania atmosfery. Mając na uwadze obszar Europy, w północnej części Oceanu Atlantyckiego funkcję takich centrów pełni Niż Islandzki i Wyż Azorski. Związki zachodzące między nimi zostały określone mianem Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO).

Dotatnia faza Oscylacji występuje, gdy wspomniane centra działania atmosfery są dobrze ukształtowane, gdy Niż Islandzki jest głęboki, a w centrum Wyżu Azorskiego notuje się ciśnienie atmosferyczne wyższe od przeciętnego (Wibig 2000). Faza ta sprzyja nasileniu cyrkulacji strefowej nad Europą. W przypadku, gdy te centra są słabo rozbudowane występuje ujemna faza NAO, podczas której, stosunkowo często obserwuje się zahamowanie bądź znaczne utrudnienie cyrkulacji strefowej. W rezultacie obie fazy NAO przyczyniają się do formowania sytuacji pogodowych znacznie różniących się wartościami wskaźników podstawowych elementów meteorologicznych.

Wpływ NAO najwyraźniej zaznacza się w zimie. Wyraża się wzmożeniem cyrkulacji strefowej nad Europą, uwarunkowanej znacznie silniejszym, od Wyżu Azorskiego, rozbudowaniem Niżu Islandzkiego. W cieplej porze roku, gdy silniej rozwinięty jest Wyż Azorski, intensywność NAO wywiera wpływ na cyrkulację południowo-zachodnią powodującą wyższą od przeciętnych temperaturę powietrza w zachodniej części Europy (Wibig 2000).

Indeks NAO uważany jest za czuły wskaźnik napływu nad Europę powietrza z nad Oceanu Atlantyckiego. Wartości ujemne tego wskaźnika świadczą o osłabieniu przenoszenia mas powietrza atlantyckiego nad kontynent. Nasilenie strefowej cyrkulacji powietrza, szczególnie wyraźnie zaznaczającej się od początku lat 80. skutkuje wzrostem częstości zachodnich typów cyrkulacji w dolnej atmosferze nad Polską (Degirmendżić i in. 2000).

Indeksy NAO są wyliczane jako znormalizowane różnice ciśnienia atmosferycznego notowanego w wybranych punktach położonych na obszarze Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego. W niniejszym opracowaniu przyjęto wielkości indeksu NAO obliczone przez J. Hurrella (2002) między Ponta Delgada (Azory) i Stykkisholmur/Reykjavik (Islandia). Wartości tego indeksu dla zimy (XII–II) osiągane w latach 1951–2000 ujęto graficznie na rycinie 1.



Ryc. 1. Wartości indeksu NAO dla zimy (XII–II) według danych J. Hurrella (2002). 1 – osiągnięte w poszczególnych latach, 2 – średnie ruchome 7-letnie  
NAO index for winter (Dec. – Feb.) according to J. Hurrell (2002). 1 – per year, 2 – 7-year movable mean values

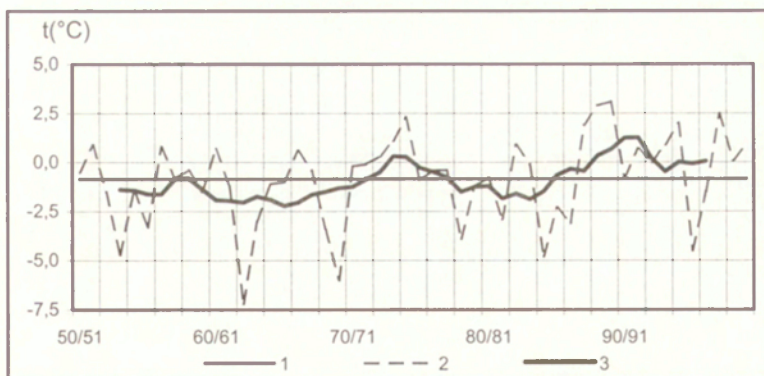
Wartości zimowego indeksu NAO obliczone dla drugiej połowy XX wieku wykazują charakterystyczne wahania. Są one czytelniejsze, gdy wartości indeksu są prezentowane jako średnie ruchome, w niniejszym przypadku siedmioletnie (ryc. 1). Od połowy lat 50. zimowy indeks NAO przybierał ujemne wartości, których przewaga trwała aż do początku lat 80. Wyjątkiem w tym okresie są zimy lat od 1972/73 do 1975/76, dla których wspomniany indeks cechował się wartościami dodatnimi.

Od początku lat 80. wartości indeksu NAO w miesiącach zimowych zazwyczaj są dodatnie. Tylko sporadycznie dla kilku zim indeks ten przybiera wartości ujemne (ryc. 1). Można, więc przyjąć, iż w tym ostatnim okresie, przy przewadze fazy dodatniej Oscylacji Północnoatlantyckiej w zimie wyraźniej zaznacza się cyrkulacja strefowa, zaś lata 50. i 60. to okres zauważalnej przewagi fazy ujemnej NAO, podczas której cyrkulacja strefowa uległa istotnemu osłabieniu.

#### 4. TEMPERATURA POWIETRZA, ZACHMURZENIE OGÓLNE I OPADY ATMOSFERYCZNE W ZIMIE W POZNANIU W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU

Średnia temperatura powietrza w zimie (XII–II), za lata 1951–2000, w Poznaniu wynosiła  $-0,9^{\circ}\text{C}$ . W poszczególnych latach osiągała wartości od  $-7,2^{\circ}\text{C}$  (zima 1961/1963) do  $3,1^{\circ}\text{C}$  (zima 1989/1990) (ryc. 2).

Położenie krzywej 3 względem linii odzwierciedlającej wartość średnią za lata 1951–2000 (krzywa 1), była przesłanką dla autora do wyróżnienia okresów, w których dany element meteorologiczny lub typ pogody osiągał względnie najwyższe lub najniższe wartości.



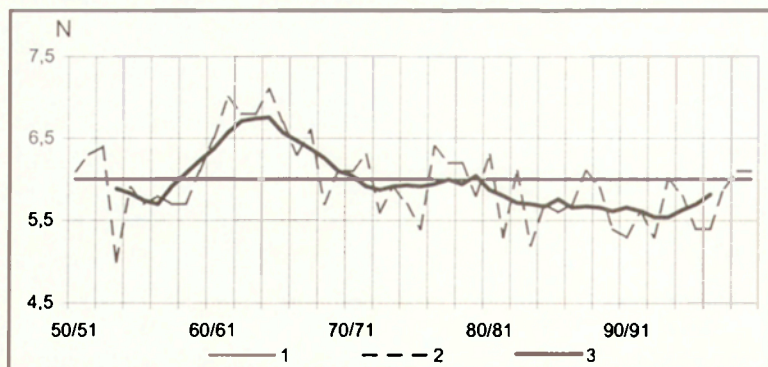
Ryc. 2. Temperatura powietrza w Poznaniu w zimie (XII–II). Dane dla lat 1951–2000 (°C). 1 – średnia za lata 1951–2000, 2 – średnia w poszczególnych latach, 3 – wartości średnie ruchome 7-letnie

Air temperature in Poznań in winter (Dec. – Feb.). Data for the years 1951–2000 (°C). 1 – mean values for the years 1951–2000, 2 – mean annual values, 3 – 7-year movable mean values

Mając na uwadze powyższe kryterium, w okresie objętym badaniami zarysowują się w Poznaniu wyraźnie cztery okresy występowania charakterystycznych wartości temperatury powietrza w zimie. W przybliżeniu aż do początku lat 70. temperatura zimy była stosunkowo niska, niższa od średniej pięćdziesięcioletniej. Zimy w latach 1972–1979 cechuje nieco wyższa od średniej wieloletniej temperatura powietrza, a następnie, aż do połowy lat 80. następuje jej ponowne obniżenie. Od połowy lat 80. ma miejsce kolejny wzrost temperatury powietrza w zimie, który trwa do chwili obecnej. Najwyższą temperaturę charakterystyczną dla tej pory roku zanotowano w latach 1987–1989 (ryc. 2).

Zgodnie z oczekiwaniem, związki temperatury zimy z indeksem odzwierciedlającym warunki cyrkulacyjne w tej porze roku nad Europą, są bardzo wyraźne. Dodatkowo i stosunkowo wysokie wartości wskaźnika cyrkulacji NAO znajdują odbicie we wzroście temperatury powietrza i odwrotnie. Okres, w którym dominowały ujemne wartości tego wskaźnika cyrkulacji w latach 50. i 60., znajduje odbicie w wyraźnie niższych wartościach temperatury powietrza w stosunku do wartości średniej wieloletniej (ryc. 1 i 2). Na podstawie analizy powyższych danych można przyjąć, iż faza cyrkulacyjna, w której nastąpiło nasilenie cyrkulacji strefowej, powodującej jednoczesne złagodzenie zim w Poznaniu, rozpoczęła się mniej więcej w połowie lat 80.

Dotychczas, fluktuacje w wieloletnim rocznym lub sezonowym reżimów pogody rozpatrywane były zazwyczaj tylko z punktu widzenia zmian stosunków termicznych. Związek zachmurzenia z warunkami cyrkulacji atmosfery skłania do uznania tego elementu meteorologicznego za ważny wskaźnik,



Ryc. 3. Zachmurzenie ogólne nieba w Poznaniu w zimie (XII–II). Dane dla lat 1951–2000 (skala 0–8). Objaśnienia na rycinie 2

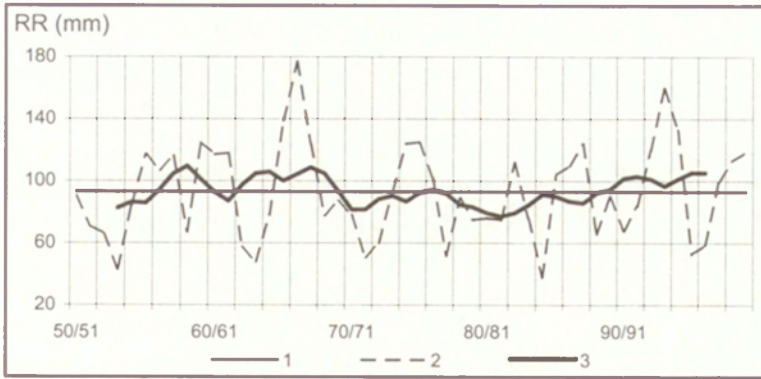
General cloudiness in Poznań in winter (Dec. – Feb.). Data for the years 1951–2000 (0–8 scale). Explanations on figure 2

którego wartości należy uwzględniać przy rozpatrywaniu zagadnienia zmienności stosunków pogodowych w okresie wieloletnim.

Średnia wielkość zachmurzenia ogólnego w Poznaniu, obliczona za lata 1951–2000 wynosi 6,0 (w skali 0–8). Ogólnie biorąc, zimy lat 50. cechuje mniejsze zachmurzenie od przeciętnego za okres wieloletni (ryc. 3). Z kolei lata 60. wyróżniają się zimami o stosunkowo dużym zachmurzeniu. W latach 1961–1965 występują zimy odznaczające się największym zachmurzeniem w drugiej połowie XX wieku. Począwszy od przełomu lat 60. i 70. obserwuje się w miarę równomierne zmniejszanie się wielkości zachmurzenia ogólnego w zimie. Ta tendencja utrzymuje się do chwili obecnej. Ogólnie biorąc, w ostatnich 30 latach dominują zimy z zachmurzeniem mniejszym od średniego wieloletniego.

Rozpatrując w badanym 50-leciu wielkości zachmurzenia w zimie i wartości zimowego indeksu NAO należy stwierdzić, iż trudno doszukać się pomiędzy nimi wyraźnych podobieństw. Wyraźny wzrost intensywności NAO nie znajduje odbicia we wzroście zachmurzenia. Zimy, w których występują wysokie wartości tego wskaźnika cechuje małe zachmurzenie, np. przełom lat 80. i 90. (ryc. 3). Tak więc, w zakresie stosunków nefologicznych (przynajmniej na przykładzie danych dla Poznania), trudno sformułować pogląd, iż są one w ostatnim trzydziestoleciu odzwierciedleniem ożywienia cyrkulacji strefowej.

Również zimowe sumy opadów atmosferycznych w Poznaniu w latach 1951–2000 wykazują zróżnicowanie. Przeciętna suma opadów w zimie (XII–II) w Poznaniu wynosiła 93 mm, a najwięcej zanotowano w zimie 1966/67 – 177 mm, oraz w zimie 1993/94 – 160 mm (ryc. 4). Najmniejsze sumy opa-



Ryc. 4. Opady atmosferyczne w Poznaniu w zimie (XII–II). Dane dla lat 1951–2000 (mm). Objasnienia na rycinie 2

Precipitation in Poznań in winter (Dec. – Feb.). Data for the years 1951–2000 (mm). Explanations on figure 2

dów osiągały około 40 mm (w zimie 1984/85 – 38 mm). Lata 70. i 80. to okres, w którym zimy cechują mniejsze opady atmosferyczne. Notowane sumy opadów są mniejsze od sumy średniej wieloletniej. Stosunkowo największe różnice w sumach opadów o tej porze roku wystąpiły w latach 60. i 90. W tych dekadach zanotowano zimy z największymi i z najmniejszymi opadami w całym półwieczu.

Również w przypadku rozpatrywania biegu w wieloleciu sum opadów zimowych, trudno doszukać się wyraźniejszych związków z wartościami zimowymi indeksu NAO. Powiązania z nim zaznaczają się bardzo słabo (ryc. 1 i 4).

Mając na uwadze wieloletni przebieg zimowego wskaźnika cyrkulacji atmosfery oraz średnich wartości wcześniej analizowanych elementów pogody w tym samym sezonie, można sformułować pogląd, iż najwyraźniejsze związki z wielkością indeksu NAO występują w zakresie średnich wartości temperatury. Na podstawie danych wykorzystanych w tym opracowaniu trudno tak ścisłych powiązań upatrywać pomiędzy wartościami zimowego wskaźnika cyrkulacji NAO, a notowanym o tej porze roku zachmurzeniem ogólnym nieba oraz opadami atmosferycznymi. Można przyjąć, iż na sumy opadów, a także na wielkość zachmurzenia, w większym stopniu niż na temperaturę powietrza, prócz czynników cyrkulacyjnych, istotny wpływ wywierają czynniki pogodotwórcze o mniejszym zasięgu oddziaływania.

W przekonaniu autora nie można sformułować poglądu, iż stosunki pogodowe w zimie w Poznaniu ukształtowane w ostatnich trzech dziesięcioleciach wskazują na zwiększenie stopnia ich „oceanizmu”, mimo, iż zimowy wskaźnik NAO zdaje się ten kierunek zmian sugerować. Rozpatrując jako całość dru-

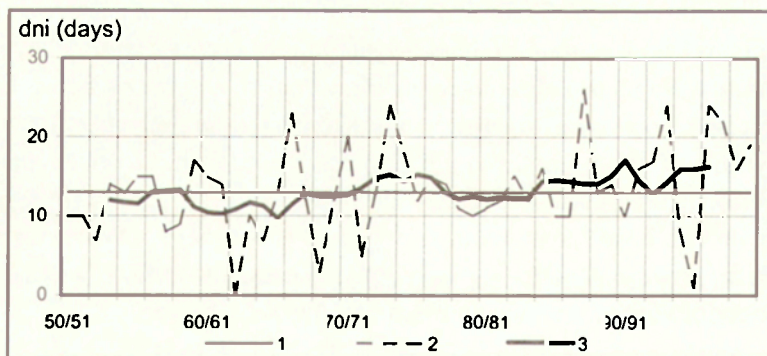
gą połowę XX wieku, zimy w Poznaniu cechuje tendencja do wzrostu temperatury powietrza, zmniejszania się wielkości zachmurzenia ogólnego nieba oraz niezmienności sum opadów.

## 5. LICZBA DNI Z WYBRANYMI TYPMI POGODY W ZIMIE W POZNANIU W DRUGIEJ POŁOWIE XX WIEKU

W Poznaniu w zimie notuje się przeciętnie 26 dni z pogodą ciepłą, kiedy temperatura powietrza w ciągu całej doby nie spada poniżej 0°C. W zimie 36 dni cechują przymrozki, a średnio 28 dni jest mroźnych, z temperaturą powietrza w ciągu całej doby poniżej 0°C. O tej porze roku przeciętnie 52 dni cechuje pogoda z dużym zachmurzeniem ogólnym nieba, a 45 dni – pogoda z opadem atmosferycznym.

Rozpatrując w poszczególnych dniach zimy jednocześnie wartości temperatury powietrza, wielkość zachmurzenia i sumę opadów, uwagę skupiono na trzech typach pogody. Analizie poddano zanotowane w zimach minionego półwiecza liczby dni z pogodą ciepłą z dużym zachmurzeniem i opadem, z pogodą przymrozkową i jednocześnie odznaczającą się dużym zachmurzeniem i wystąpieniem opadu oraz z pogodą mroźną z dużym zachmurzeniem i opadem (ryc. 5, 6, 7).

W Poznaniu, zimą notuje się średnio 13 dni ciepłych, wyróżniających się dużym zachmurzeniem i wystąpieniem opadu. W poszczególnych latach ich liczba może się wahać od 0 (zima 1962/63) do 26 (zima 1987/88). W porównaniu ze średnią wieloletnią, począwszy od połowy lat 80. zarysowuje się wzrost liczby dni ciepłych, cechujących się dużym zachmurzeniem i wystąpieniem opadu (ryc. 5). Zimy od połowy lat 60. do połowy lat 70., wyróżnia



Ryc. 5. Liczba dni z pogodą ciepłą z dużym zachmurzeniem i opadem w zimie (XII–II) w Poznaniu. Dane dla lat 1951–2000. Objaśnienia na rycinie 2

Number of days with warm weather very cloudy with precipitation in winter (Dec. – Feb.) in Poznań. Data for the years 1951–2000. Explanations on figure 2

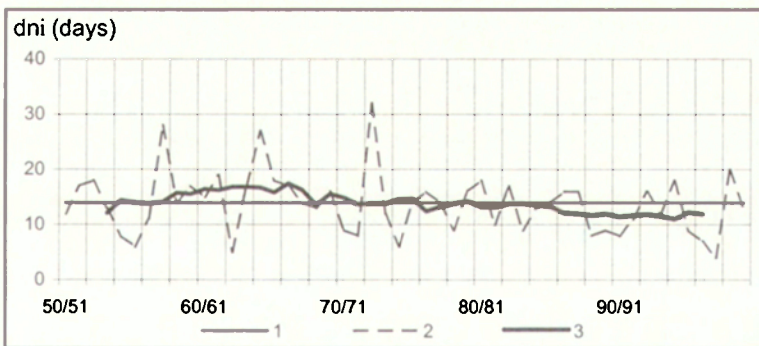


wyraźnie mniejszy udział dni z tym typem pogody. Jego udział w zimach od połowy lat 70. do połowy lat 80. najbardziej był zbliżony do przeciętnej liczby dni obliczonej za okres wieloletni (13).

Na podstawie zimowego indeksu NAO można przyjąć, iż przebieg jego wartości, rozpatrywanych jako średnie ruchome 7-letnie, dobrze koresponduje z analogiczną krzywą liczby dni ciepłych o dużym zachmurzeniu i opadach. Bardzo wyraźny wzrost indeksu NAO w zimie, szczególnie wyraźnie zaznaczający się od połowy lat 80., znajduje odbicie w przebiegu liczby dni z analizowanym typem pogody. Cechy tego typu pogody pozostają w logicznej zgodzie z obliczonymi dla okresu XII–II wartościami wskaźnika cyrkulacji atmosfery NAO (ryc. 2 i 5).

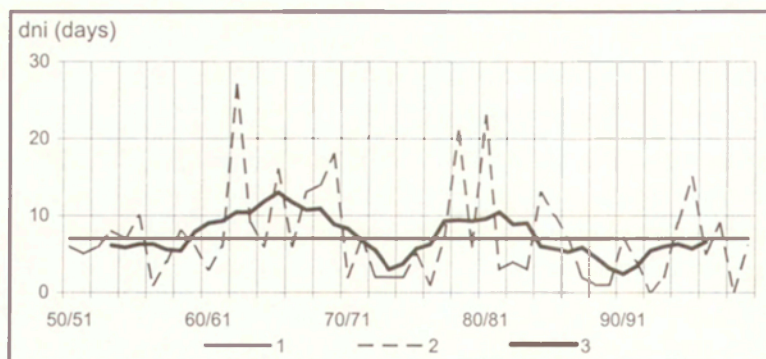
W Poznaniu w zimie jest przeciętnie 14 dni przymrozkowych, cechujących się dużym zachmurzeniem i opadami atmosferycznymi. W poszczególnych latach ich liczba może się wahać od 4, zanotowanych w zimie 1997/98, do 32, jakie wystąpiły w zimie 1972/73. Przebieg w wieloleciu krzywej ilustrującej wartości średnie ruchome 7-letnie (ryc. 6) wskazuje na to, że w stosunku do wartości średniej wieloletniej, zimy drugiej połowy lat 50. i pierwszej połowy lat 60. cechował zwiększony udział dni z pogodą przymrozkową o dużym zachmurzeniu i opadach. W zimach lat późniejszych, aż do połowy lat 80., udział dni z taką pogodą był zbliżony do przeciętnego charakteryzującego całe pięćdziesięciolecie. W latach późniejszych, zimy cechuje zmniejszający się udział tego typu pogody (ryc. 6 i 8).

Mając na uwadze przebieg w wieloleciu krzywej odzwierciedlającej liczbę dni z powyższym typem pogody oraz bieg obliczonego dla przyjętych miesięcy zimowych indeksu NAO należy zwrócić uwagę, iż wzrost wartości tego ostatniego wskaźnika znajduje mniej lub bardziej wyraźne odbicie w zmniejsz-



Ryc. 6. Liczba dni z pogodą przymrozkową z dużym zachmurzeniem i opadem w zimie (XII–II) w Poznaniu. Dane dla lat 1951–2000. Objasnienia na rycinie 2

Number of days with ground frost, very cloudy weather with precipitation in winter (Dec. – Feb) in Poznań. Data for the years 1951–2000. Explanations on figure 2

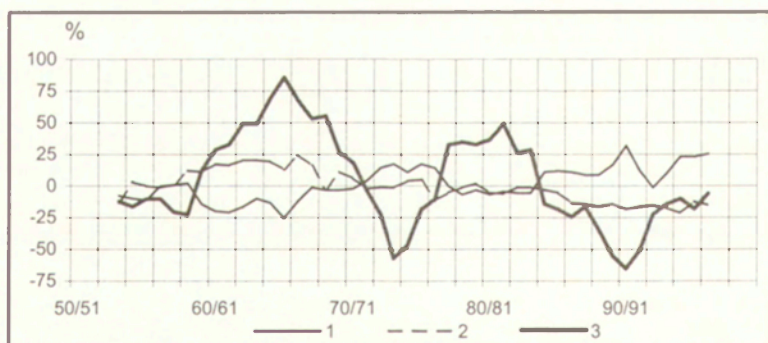


Ryc. 7. Liczba dni z pogodą mroźną z dużym zachmurzeniem i opadem w zimie (XII–II) w Poznaniu. Dane dla lat 1951–2000. Objasnienia na rycinie 2

Number of days with frost, very cloudy weather with precipitation in winter (Dec. – Feb.) in Poznań. Data for the years 1951– 2000. Explanations on figure 2

szeniu liczby dni w zimie z pogodą przymrozkową i jednocześnie pochmurną z opadem.

W Poznaniu notuje się przeciętnie 28 dni z pogodą mroźną w zimie. Wśród nich jest 7 wyróżniających się dużym zachmurzeniem i jednocześnie notowanym opadem atmosferycznym. W poszczególnych latach, może być od 0 do 27 dni z taką pogodą w zimie. Bieg w wieloleciu krzywej odzwierciedlającej wartości średnie ruchome 7-letnie oraz jej położenie względem linii reprezentującej średnią wieloletnią pozwala wyróżnić okresy z większą oraz z mniejszą od przeciętnej liczbą dni z pogodą mroźną z dużym zachmurzeniem i opadem (ryc. 7). Lata 50. wyróżniają się mniejszym udziałem dni z tą pogodą. Zimy lat 60. cechuje zwiększona liczba dni mroźnych jednocześnie pochmurnych z opadem. W większości zim lat 70. notuje się mniejszą od



Ryc. 8. Względna wielkość różnic (%) w liczbie dni z pogodą ciepłą (1), przymrozkową (2) i mroźną (3) z dużym zachmurzeniem i opadem

Relative value of differences (%) of the number of days with warm (1), ground frost (2) and frost (3) very cloudy weather with precipitation

przeciętnej liczbę dni z tym typem pogody, wzrasta ich udział w zimach końca dekady lat 70. i pierwszej połowy lat 80. Po tym okresie obserwuje się zimy z mniejszą liczbą dni mroźnych i zarazem pochmurnych z opadem.

Analizując przebieg wspomnianej krzywej i analogicznej krzywej ilustrującej wartości zimowe indeksu NAO należy podkreślić wyraźnie zaznaczające się logiczne związki. Szczególnie niskie wartości indeksu NAO zanotowane w latach 60. znajdują odbicie w wyraźnie większym udziale dni z pogodą mroźną, co można uznać za skutek osłabienia cyrkulacji strefowej w tym okresie. Również wzrost wskaźnika NAO, zarysowujący się od połowy lat 80., a więc informujący o wzroście intensywności cyrkulacji strefowej, skutkuje zmniejszeniem udziału dni z pogodą mroźną w zimie.

Na rycinie 8 przedstawiono w postaci 7-letnich średnich ruchomych, względną wielkość różnic zimą liczby dni z wcześniej analizowanymi typami pogody, którą wyrażono w procentach. Średnią, za lata 1951–2000, liczbę dni z każdym typem pogody przyjęto jako 0%. Wykreślone krzywe pokazują różnice pomiędzy liczbą dni z poszczególnymi typami pogody w badanym półwieczu.

Największe różnice notowano w poszczególnych latach, w odniesieniu do liczby dni z pogodą mroźną o dużym zachmurzeniu i opadzie. Znacząco mniejsze względne różnice w poszczególnych latach notowano w obrębie liczby dni z pogodą ciepłą oraz z pogodą przymrozkową z dużym zachmurzeniem i opadem (ryc. 8).

## 6. PODSUMOWANIE

Biorąc pod uwagę średnią temperaturę powietrza zimą w Poznaniu w ostatnim półwieczu, stwierdzono jej systematyczny wzrost, szczególnie wyraźny od połowy lat 80. Zgodnie z oczekiwaniem, związek temperatury zimy z indeksem NAO odzwierciedlającym stosunki cyrkulacyjne o tej porze roku nad Europą, jest bardzo wyraźny.

Począwszy od lat 70. obserwuje się w Poznaniu równomierne zmniejszanie się zachmurzenia ogólnego nieba. Przeważają zimy o zachmurzeniu mniejszym od średniego wieloletniego. Mając na uwadze ten element pogody i wielkość zimowego indeksu NAO, należy zauważyć, iż wzrost intensywności tego wskaźnika nie znajduje odbicia we wzroście zachmurzenia ogólnego. Trudno sformułować pogląd, że stosunki nefologiczne w Poznaniu, w świetle analizowanych wskaźników w ostatnich dziesięcioleciach, są odzwierciedleniem ożywienia cyrkulacji strefowej nad Europą. Również w odniesieniu do opadów atmosferycznych w zimie, powyższe związki budzą wiele uwag.

Wzrost indeksu NAO w zimie znajduje wyraźne odbicie we wzroście liczby dni z pogodą ciepłą z dużym zachmurzeniem i opadem oraz, ogólnie biorąc, w zmniejszeniu liczby dni z pogodą przymrozkową bądź mroźną z dużym zachmurzeniem i opadem. Uzyskane wyniki wskazują na potrzebę przeprowadzenia bardziej wnikliwej analizy dotyczącej zachodzących powiązań zimowego wskaźnika NAO z typami pogody obserwowanymi w Polsce.

## LITERATURA

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2000, *Zmiany klimatu Polski w XVIII–XXI wieku*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 106, Toruń, s. 65–89.
- Degirmendžić J., Kożuchowski K., Marciniak K., 2000, *Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce między dekadami 1959–1968 i 1989–1998 na tle warunków cyrkulacyjnych*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 106, Toruń, s. 91–110.
- Dubicka M., 1999, *Zmienność zachmurzenia w Karkonoszach w ostatnim stuleciu*, [w:] *Zmiany i zmienność klimatu Polski*, Ogólnopolska Konferencja Naukowa, Streszczenia referatów, komunikatów i posterów, Łódź, s. 33–34.
- Filipiak J., 2001, *Zależność zmienności warunków termicznych w Gdańsku od cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Europy i północnej części Oceanu Atlantyckiego*, Uniwersytet Gdański, Rocznik Fizycznogeograficzny, VI, Gdańsk, s. 65–70.
- Hurrell J.W., 2002, *North Atlantic Oscillation (NAO) Indices Information*.
- Kożuchowski K., 1993, *Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationship with air temperature*. International Journal of Climatology, Vol. 13, s. 853–864.
- (red.), 2000, *Pory roku w Polsce – sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Zakład Dynamiki Środowiska i Bioklimatologii, Uniwersytet Łódzki, Łódź, 147 ss.
- Paczos S., 1982, *Stosunki termiczne i śnieżne zim w Polsce*, Rozprawy Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS, Rozprawy habilitacyjne XXIV, Lublin, ss. 180.
- Parczewski W., 1962, *Aeroklimatyczne pory roku w Polsce środkowej*, Przegl. Geofiz., VII, 2, s. 106–110.
- Trepińska J., 2000, *Anomalie, cykle, trendy termiczne w klimatologii na przykładzie fluktuacji termicznych w Europie Środkowej w XIX i XX wieku*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 106, Toruń, s. 307–325.
- Trepińska J., Kowanetz L., 1997, *Wieloletni przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Krakowie 1792–1995*, [w:] *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Inst. Geogr. Uniw. Jagiellońskiego, Kraków, s. 99–130.
- Ustrnul Z., 1997, *Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku*, Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia, 27, Warszawa, 208 ss.

- Wibig J., 2000, *Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu*, Przegl. Geofiz., XLV, 2, s. 121–137.
- 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*, Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź, 208 ss.
- Woś A., 1996, *Struktura sezonowa klimatu Polski*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 146 ss.
- 1999, *Klimat Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 302 ss.
- Żmudzka E., 1995, *Tendencje i cykle zmian temperatury powietrza w Polsce w latach 1951–1990*, Przegl. Geofiz., XL, 2, s. 129–139.

## THE CHARACTERISTIC FEATURES OF WINTERS IN POZNAŃ IN THE SECOND HALF OF THE 20<sup>TH</sup> CENTURY WITH CHOSEN WEATHER TYPES

### Summary

Atmospheric circulation is one of the basic elements influencing changes of climate. Its role in the process of weather conditions formation over Europe has been emphasized recently more and more, as the value of the NAO index has been taken into consideration. This index is usually referred to for the analysis of changes of chosen weather elements in the multi-annual period. In the current study the index is also referred to regarding changes of the number of days with chosen weather types.

The term 'winter' means here a period encompassing the months of December, January and February. For winters in the period of 1951–2000 there were studied changes of air temperature, cloudiness, precipitation, as well as the number of days with warm, ground frost and frost weather types. Special attention was drawn to the types of weather characterized by high cloudiness and precipitation.

Over the past 50 years in Poznań mean air temperature in winter is observed to have been rising systematically, especially since the half of the 80's. According to our expectations, there were observed very clear relations of winter temperature with the NAO index reflecting circulation relations of that time over Europe.

Since the 70's in Poznań the cloudiness is observed to have been decreasing steadily. Prevailing winter cloudiness is lower than the average multi-annual one. Considering this weather element and the value of the winter NAO index, it should be stated that the growth of the index did not correspond with the growth of cloudiness. Therefore, regarding the results of the analysis in the past decade, we cannot formulate a thesis that nephological relations in Poznań reflect growing activity of the zone circulation over Europe. Also regarding winter precipitation such relations seem doubtful.

The growth of NAO index in winter is clearly reflected in the increase of the number of days with high cloudiness and precipitation and, in the decrease of the number of days with ground frost or frost weather types with high cloudiness and precipitation. The results of the studies lead to a conclusion that there should be carried out more detailed research of relations between the winter NAO index and weather types observed in Poland.

*Adres autora:*

*Alojzy Woś*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska  
Przyrodniczego, Uniwersytet im. A. Mickiewicza*

*ul. Fredry 10, 61-701 Poznań*

*e-mail: [alwos@amu.edu.pl](mailto:alwos@amu.edu.pl)*

Anna Beata Adamczyk

## ANALIZA WARUNKÓW TERMICZNYCH METODĄ TELEDETEKCJI (NA PRZYKŁADZIE OKOLIC NARA W JAPONII)

### I. WSTĘP

Od ponad 40 lat metody teledetekcji wykorzystywane są na świecie do różnych badań praktycznych. Wśród nauk o Ziemi meteorologia jest dyscypliną, która jako jedna z pierwszych wykorzystwała do badań atmosfery sztuczne satelity umieszczone na orbicie okołoziemskiej. Teledetekcja satelitarna również daje możliwość zobrazowania oraz analizy niektórych elementów klimatu zarówno w sensie przestrzennym (skala klimatu makro i topo), jak i czasowym.

W Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN już w latach 70. podjęto próbę (przy współpracy Instytutu Geodezji i Kartografii) rejestracji emisji ciepła z podłoża atmosfery za pomocą aparatury termowizualnej zainstalowanej na pokładzie samolotu IŁ-14. Równocześnie z rejestracją lotniczą prowadzono pomiary naziemne temperatury różnych typów powierzchni czynnej i temperatury powietrza. Badaniami objęto fragment Warszawy wzdłuż profilu północ-południe od Placu Zamkowego po Las Kabacki (Kraujalis 1980). Prowadzone były również analizy topoklimatu obszarów zabudowanych, do których wykorzystano między innymi mapy satelitarne, opracowane i udostępnione przez Instytut Geodezji i Kartografii. Otrzymane cyfrowe mapy topoklimatyczne Warszawy zostały włączone do nowo tworzącej się bazy danych o środowisku fizycznogeograficznym tej aglomeracji (Kozłowska-Szczęsna i in. 1996; Adamczyk, Błażejczyk 1999).

Podjęto także próby kompleksowej analizy danych satelitarnych w celu określenia zróżnicowania emisji ciepła z podłoża atmosfery (Adamczyk i in. 1999; Muramatsu i in. 2000). Ze względu na możliwość pozyskania danych satelitarnych do analizy wybrano obszar administracyjny Nara w Japonii. Obecnie podobne prace są również prowadzone dla aglomeracji warszawskiej (Adamczyk 2002).

## 2. METODA BADAŃ

Każde zdjęcie satelitarne Ziemi obejmuje obszar o powierzchni wielu tysięcy kilometrów kwadratowych. Obrazy te przedstawiają stan różnych komponentów środowiska geograficznego w skali regionalnej. Duża przestrzenna zdolność rozdzielcza zdjęcia satelitarnego sprawia, że obrazowane są nawet drobne szczegóły terenu. Taka właściwość obrazu pozwala na analizę współzależności zjawisk i procesów nawet w skali lokalnej. Jednym z satelitów o dużej rozdzielczości przestrzennej, zbierającym informacje o środowisku, jest piąty satelita z programu Landsat.

Dane wykorzystane w pracy pochodzą z obserwacji satelitarnych prowadzonych przez satelitę Landsat5TM, którego rozdzielczość przestrzenna jest bardzo wysoka. W zakresie pasma promieniowania widzialnego oraz środkowej podczerwieni wynosi 30x30 metrów, a w podczerwieni termalnej 120x120 metrów. Charakterystyczną cechą satelitów programu Landsat jest periodyczne obrazowanie tych samych obszarów kuli ziemskiej. Teoretycznie każdy fragment powierzchni ziemi może być rejestrowany 22 razy w ciągu roku. Jednak warunki meteorologiczne (stan zachmurzenia) sprawiają, że większość obszarów jest obrazowana zaledwie kilka razy w ciągu roku (Ciołkosz, Kęsik 1989). Powtarzalność pokrycia terenu zdjęciami pozwala, między innymi, na analizę sezonowych zmian elementów klimatu. Z pomiarów wykonywanych przez piątego satelitę z serii Landsat skanerem typu Thematic Mapper (TM) można uzyskać dane dotyczące warunków klimatycznych z rozdzielczością bez porównania większą, niż pozwala na to nawet najbardziej zagęszczona sieć stacji meteorologicznych. Celem pracy jest określenie stopnia zależności warunków termicznych wybranego obszaru od rodzaju powierzchni czynnej za pomocą metod teledetekcji.

Do analizy wybrano pięć zdjęć satelitarnych wykonanych nad obszarem Nara w Japonii w latach 1987–1988. Aby przedstawić sezonowe zmiany emisji ciepła z powierzchni czynnej zawężono okres badań do jednego roku. W tak krótkim czasie wykluczyć można zmiany powierzchni czynnej, wywołane działalnością człowieka, które by znacząco wpływały na zróżnicowanie emisji ciepła. Wybrane zdjęcia satelitarne odzwierciedlają warunki termiczne miesiące: luty, kwiecień, czerwiec, sierpień, listopad i odpowiadają następującym sezonom roku: zima, wiosna, pora deszczowa, lato, jesień. W Japonii pora deszczowa to kilkutygodniowy okres prawie nieprzerwanie trwających drobnych i ciepłych opadów deszczu, związanych z powolnym przesuwaniem się frontu polarnego, wypieranego ku północy przez monsun letni. Wybrane dane źródłowe pozwolą prześledzić zmiany emisji ciepła z powierzchni czynnej, jakie zachodzą w ciągu roku.



Obszar poddany analizie jest zróżnicowany zarówno pod względem rzeźby, jak i pokrywy roślinnej. Jego powierzchnia wynosi 210 km<sup>2</sup> i znajduje się on w granicach administracyjnych okręgu Nara w środkowej Japonii. Charakter podziału administracyjnego Japonii nie ułatwia ścisłego podziału japońskich osiedli na miasta i wsie oraz określenia stopnia urbanizacji kraju. Generalnie prefektury dzielą się na okręgi miejskie lub wiejskie. Administracyjnie okręg Nary jest okręgiem miejskim, który jednak nie ogranicza się do miasta pojmowanego w sensie geograficznym. W jego skład wchodzi również liczne osiedla, których wielkość nie przekracza 30 tys. mieszkańców. Część zachodnia analizowanego okręgu jest powierzchnią płaską należącą do obniżenia Basenu Nary. Teren ten jest wykorzystany głównie pod zabudowę mieszkaniową oraz w celach działalności gospodarczej (rolniczej) człowieka. Zabudowa licznych miejscowości w okręgu Nara łączy się ze sobą tworząc rozległe powierzchnie poprzecinane terenami upraw. Największa z nich, charakteryzująca się zwartą zabudową Nara, pierwsza stolica Japonii, jest obecnie miastem typowo turystycznym, w którym znajduje się wiele zabytków. Wschodnia część analizowanego obszaru jest bardzo urozmaicona pod względem hipsometrii. Najwyższe wzniesienia przekraczają 1000 m n.p.m. Obszar ten jest zalesiony z przewagą drzew iglastych.

Przekształcenie danych numerycznych, w jakich są zapisane i rozsyłane informacje satelitarne, na formę graficzną oraz przeprowadzenie niezbędnych obliczeń zostało wykonane za pomocą programu Satellite Analysis opracowanego przez zespół profesora N. Fujiwary z Uniwersytetu Źeńskiego w Nara w Japonii (*Research Reports* 1995). Dane te poddano korekcji geometrycznej i radiometrycznej.

### 3. ANALIZA WYNIKÓW

#### 3.1. CHARAKTERYSTYKA TERMICZNA OKRESU BADAŃ

Uzyskane dane satelitarne są wartościami chwilowymi, dlatego przed przystąpieniem do ich analizy należy określić czy warunki termiczne w czasie rejestracji danych były typowe dla określonego sezonu. Do tego celu wykorzystano dane meteorologiczne z pomiarów naziemnych pozyskane z sieci stacji automatycznych „AMeDAS”. Wybrano 6 stacji znajdujących się bądź w obrębie okręgu Nara, bądź w niedalekiej od niego odległości. Następnie obliczono średnią z 6 stacji, uzyskując średnią wartość temperatury powietrza odpowiadającą całej badanej powierzchni terenu. Wartości temperatury

powietrza, zmierzone na stacjach naziemnych w czasie przelotu satelity nad analizowanym obszarem, zostały porównane ze średnimi dziennymi i średnimi miesięcznymi. Za okres wystarczający do określenia typowych warunków termicznych dla wybranych sezonów przyjęto 10 lat (1986–1995). Z uwagi na chwilowy charakter danych satelitarnych, słuszne wydaje się obliczenie średnich wartości z godziny odpowiadającej momentowi rejestracji danych satelitarnych. Średnią wieloletnią temperaturę powietrza z godziny przelotu satelity w lutym, kwietniu, czerwcu, sierpniu i listopadzie, zwaną dalej średnią godziną miesiąca, porównano z chwilowymi wartościami temperatury powietrza, odpowiadającymi terminowi przelotu satelity nad Narą (ryc. 1). Dalszym etapem było obliczenie różnicy pomiędzy tymi wartościami oraz porównanie jej z odchyleniem standardowym średniej godzinnej temperatury powietrza w miesiącu (tab. 1).

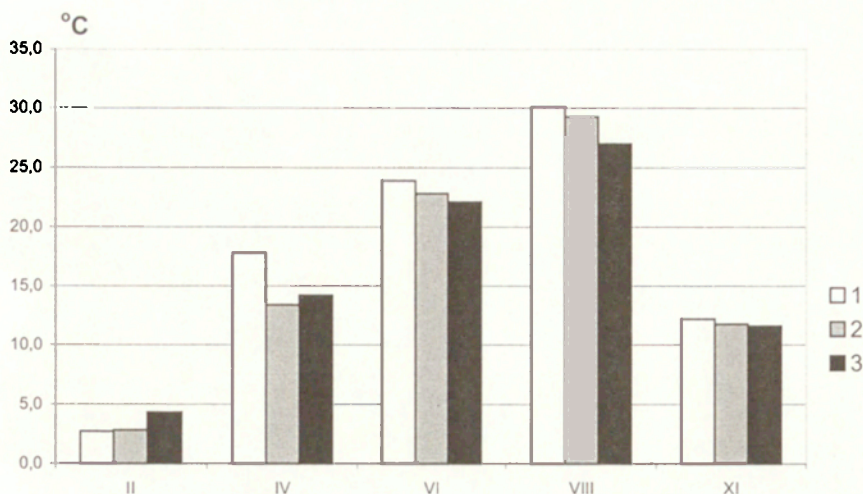
Tabela 1. Odchylenie standardowe i różnica temperatury powietrza

	II	IV	VI	VIII	XI
Odchylenie standardowe wartości temperatury powietrza z godziny 10.00	2,9	3,7	2,7	1,4	2,9
Różnica chwilowej wartości temperatury powietrza z godziny 10.00 i jej średniej wieloletniej	-1,6	3,6	1,8	3,1	0,6

Wartość różnicy jest mniejsza od odchylenia standardowego dlatego też można założyć, że warunki termiczne w czasie rejestracji zdjęć satelitarnych były typowe dla wybranych miesięcy. Jedynie w sierpniu chwilowa temperatura powietrza była wyższa niż przeciętna w tym miesiącu i przy formułowaniu wniosków końcowych niniejszej analizy fakt ten zostanie uwzględniony.

### 3.2. CHARAKTERYSTYKA POWIERZCHNI CZYNNEJ

Głównym elementem modyfikującym zmienność emisji ciepła z powierzchni czynnej jest jej rodzaj. Analiza powierzchni czynnej została przeprowadzona za pomocą Pattern Decomposition Method (PDM), opracowanej przez zespół profesora N. Fujiwary z Uniwersytetu Źeńskiego w Nara w Japonii (Muramatsu i in. 2000). Metoda ta polega na przekształceniu informacji uzyskanych z 6 kanałów skanera TM, rejestrujących promieniowanie w zakresie fal krótkich oraz środkowej podczerwieni, na 3 współczynniki. Analiza kombinacji tych współczynników umożliwia określenie typów powierzchni czynnej. W prezentowanej analizie klasyfikacja podłoża opracowana za pomocą metody PDM pozwala na wyróżnienie 7 typów powierzchni czynnej w okolicy Nara. Są to: woda, gleba, zabudowa, las liściasty, las iglasty, pola ryżowe, pozostała roślinność (Adamczyk i inni 1999).



Ryc. 1. Sezonowa zmienność temperatury powietrza w terminie rejestracji satelitarnej. 1 – chwilowa wartość temperatury powietrza, 2 – średnia miesięczna z godz. 10.00, 3 – średnia godzinna miesiąca (objaśnienie terminu w tekście)

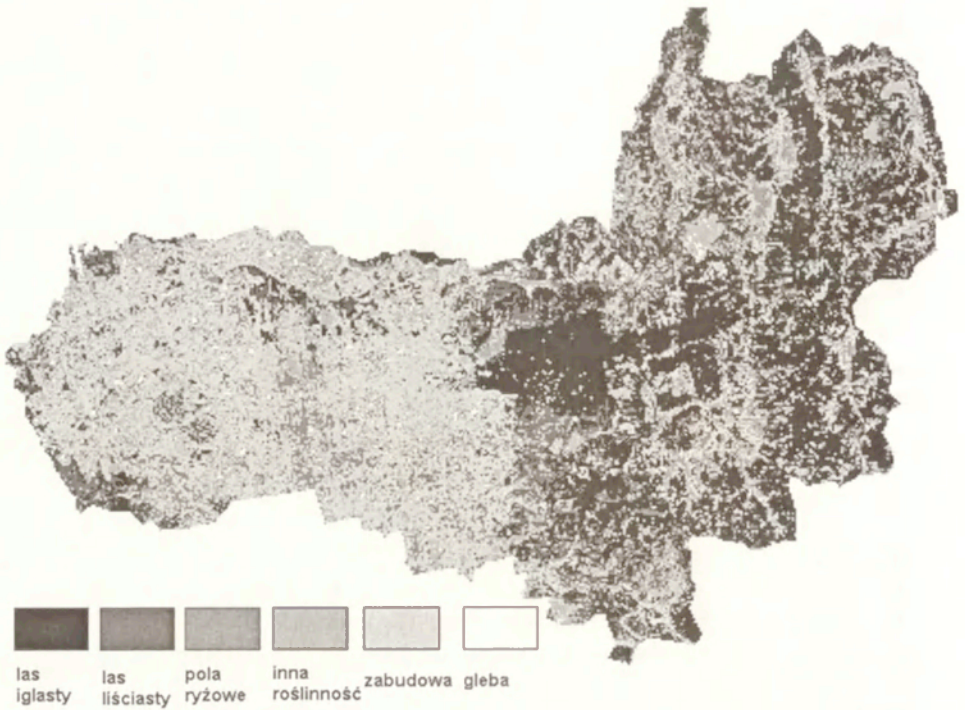
Seasonal variation of air temperature measured on 10.00 a.m. local time (satellite term).

1 – air temperature of satellite term, 2 – monthly air temperature of satellite term, 3 – hourly average air temperature of satellite term over 10 years (1986–1995)

Opracowana klasyfikacja rodzajów powierzchni czynnej została poddana weryfikacji, której odniesieniem była numeryczna mapa pokrycia terenu miasta Nary wykonana w 1985 r. przez Japoński Instytut Badań Geograficznych. Z uwagi na duże niezgodności w oszacowaniu ilościowym powierzchni wodnych, ten typ powierzchni czynnej nie został poddany dalszej analizie.

Rycina 2 przedstawia rozmieszczenie wyróżnionych 6 klas powierzchni czynnej. Jasnym odcieniem szarości przedstawiono rodzaje powierzchni czynnej zmodyfikowanej lub utworzonej przez działalność człowieka, takie jak zabudowa lub pola uprawne. Ciemną barwą zaznaczono obszary leśne z rozróżnieniem na lasy zrzucające liście i zachowujące je przez cały rok np. lasy iglaste, a białym oznaczono powierzchnie glebowe nie pokryte roślinnością, a występujące głównie w miejscach przygotowanych pod zabudowę.

Wyspy Japońskie wchodzą w skład długiego łańcucha górskiego ciągnącego się od Azji Południowo-Wschodniej po Alaskę, dlatego aż 80% ogólnej powierzchni lądowej zajmują góry. Obszar obniżeń w środkowej części wyspy Honsiu, rozpoczyna się kotlinami tektonicznymi, do których należy też Basen Nary. W wyniku takiego ukształtowania powierzchni, okręg Nara jest podzielony na część wschodnią, górzystą oraz część zachodnią, należąca do pasa obniżeń z pagórkowatymi zrębami na jego obrzeżach. Na nizinach



Ryc. 2. Klasyfikacja powierzchni czynnej okręgu Nara

Classification of land cover in Nara City Region. Las iglasty – conifer; las liściasty – deciduous, pola ryżowe – rice field; inna roślinność – other vegetation; zabudowa – urban; gleba – soil

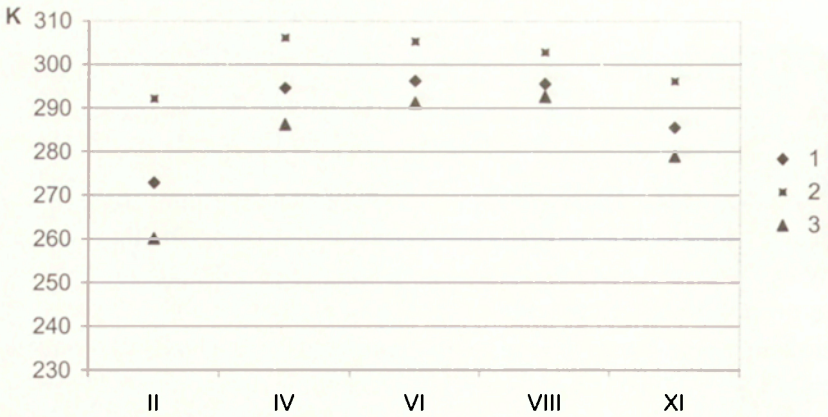
tych wykształciły się tradycyjne formy japońskiego rolnictwa i związane z tym duże zagęszczenie ludności rolniczej. Tutaj też najwcześniej powstały miasta. Obecnie tereny równinne w pierwszym rzędzie są wykorzystywane pod osiedla, drogi, zakłady przemysłowe, dlatego też przeważa tu typ powierzchni czynnej oznaczający tereny zabudowane. Większość terenów górskich Japonii, ze względu na nachylenie zboczy powyżej  $15^\circ$ , jest porośniętych lasem, czego przykładem jest wschodnia część okręgu. Tereny leśne zajmują 2/3 powierzchni Japonii, a w górach tworzą wielkie i zwarte masywy. Obszary rolnicze skoncentrowane są przede wszystkim na wielkich nizinach, lecz w sprzyjających warunkach występują też w śródgórskich kotlinach i dolinach rozproszonych wśród lasów. Duże rozproszenie pikseli określających uprawy ryżu i pozostałą roślinność, w skład której wchodzi również pola warzywne czy herbaciane, wskazuje na małe rozmiary gospodarstw. Ponad połowa rolników uprawia mniej niż 1 ha ziemi. Dla krajobrazu wiejskiego charakterystyczne jest także duże rozdrobnienie pól w ramach jednego gospodarstwa.

### 3.3. EMISJA CIEPŁA

W pracy analizowano sezonowe zmiany emisji ciepła z powierzchni czynnej. Emisja ciepła przedstawiona została jako energia promieniowania długofalowego w całym zakresie widma i wyrażona w  $W \cdot m^{-2}$ . Sensor satelity Landsat5TM rejestruje energię promieniowania długofalowego wyemitowanego przez obiekt w określonym przedziale długości fal elektromagnetycznych. Zgodnie z prawem Planck'a została ona przekształcona na temperaturę promieniowania wyrażoną w stopniach Kelwina (K). W klimatologii zasadnicze znaczenie ma znajomość strumienia energii jaki wypromieniowuje ciało w całym zakresie widma. Dlatego, zgodnie z prawem Stefana-Boltzmana, temperatura promieniowania odpowiada całkowitej emisji ciepła z powierzchni czynnej.

Analiza sezonowych zmian średniej powierzchniowej emisji promieniowania długofalowego badanego obszaru wykazuje występowanie najmniejszej jej wartości, wynoszącej  $314 W \cdot m^{-2}$  (co odpowiada  $272,89 K$  temperatury promieniowania) w okresie chłodnym, a największej w ciepłym okresie roku ( $437 W \cdot m^{-2} - 296,27 K$ ). Największa średnia powierzchniowa emisja ciepła w okręgu Nara wystąpiła w porze deszczowej tzn. w czerwcu (ryc. 3), jednakże różnica między tą średnią a średnią z okresu letniego jest nieznaczna ( $-0,7^{\circ}C$  temperatury promieniowania). Najwyższa chwilowa temperatura powietrza (w czasie rejestracji satelitarnej) była w sierpniu (ryc. 1), o  $6,2^{\circ}C$  wyższa niż w czerwcu. Tak duże różnice temperatury chwilowej oraz promieniowania długofalowego mogą być wynikiem stosowania odmiennych technik do obliczania wartości średniej. Średnia powierzchniowa wartość temperatury chwilowej była liczona z 6 stacji pomiarowych, natomiast średnia temperatury promieniowania aż z 258732 punktów pomiarowych, odpowiadających liczbie pikseli o wymiarach  $30 \times 30$  metrów, pokrywających powierzchnię okręgu Nara. W celu porównania danych z wszystkich 7 kanałów skanera TM piksel o wymiarach  $120 \times 120$  metrów podzielono na 16 pikseli odpowiadających wymiarom  $30 \times 30$  metrów.

Zróznicowanie przestrzenne emisji ciepła, wyrażone wartością maksymalną i minimalną, jest największe w zimie ( $153 W \cdot m^{-2} - 32 K$ ). W tym czasie nierównomierne nagrzewanie powierzchni emitującej promieniowanie długofalowe pogłębione jest przez występowanie wielu zacienionych zbocznych dolin, głównie we wschodniej części badanego obszaru. W lecie natomiast, kiedy dopływ promieniowania słonecznego jest największy, zakres wartości emisji ciepła jest najmniejszy ( $61 W \cdot m^{-2} - 10,2 K$ ). Największe wartości emisji ciepła wystąpiły w kwietniu ( $498 W \cdot m^{-2} - 306,15 K$ ), zaś zmiany minimal-



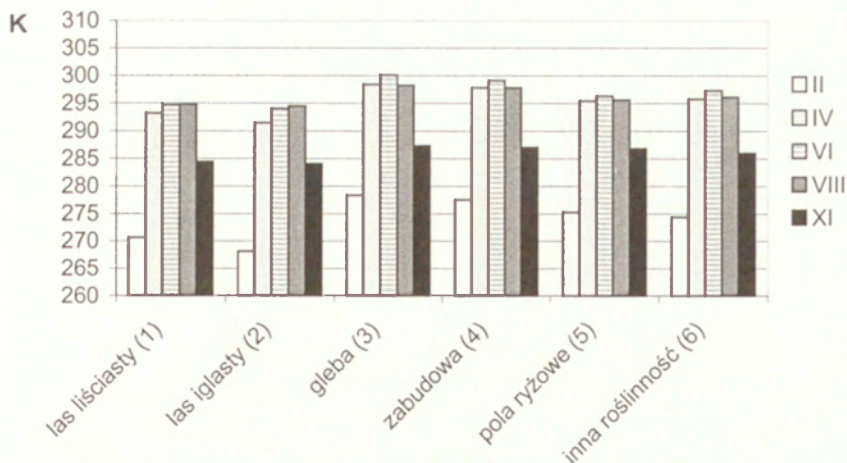
Ryc. 3. Sezonowe zmiany temperatury promieniowania. 1 – średnia, 2 – maksymalna, 3 – minimalna

Seasonal variation of brightness temperature. 1 – mean, 2 – maximum, 3 – minimum

nej emisji ciepła w ciągu roku zgodne ze zmianami chwilowej temperatury powietrza.

Na zróżnicowanie przestrzenne emisji ciepła z powierzchni czynnej wpływa rodzaj emitującej powierzchni. Obszary zielone, zajmujące aż 76% powierzchni regionu, skoncentrowane są w części wschodniej badanego regionu. Przeważają lasy iglaste porastające zbocza dolin. W zachodniej części regionu dominuje obszar zabudowany, otoczony polami ryżowymi lub herbacianymi, parkami, trawnikami. Takie rozmieszczenie wyróżnionych typów powierzchni powoduje dysproporcje także i w wartościach emisji ciepła. Zachodnia część regionu emituje, w ciągu całego roku, znacznie więcej ciepła niż jego wschodnia część.

Średnia emisja ciepła w wybranych typach powierzchni czynnej została przedstawiona na rycinie 4. We wszystkich analizowanych miesiącach typ „las iglasty” cechował się najmniejszą średnią powierzchniową emisją ciepła wśród pozostałych typów powierzchni czynnej. Jak już wcześniej stwierdzono lasy, a szczególnie lasy iglaste, występują na zacienionych zboczach dolin oraz w najwyższych partiach wzniesień, a lokalizacja ta powoduje, że wartości średniej powierzchniowej emisji ciepła dla tego typu powierzchni, liczonej z całego regionu, są najniższe w całym roku. W celu eliminacji wpływu wysokości przeprowadzono dodatkowe analizy, na przykładzie zachodniej części regionu, gdzie ukształtowanie jest niemal jednakowe na całej powierzchni. Otrzymane wyniki potwierdzają wcześniejsze wnioski, że las iglasty emituje średnio najmniej ciepła. Drugi typ powierzchni o bardzo małej średniej powierzchniowej emisji ciepła w ciągu roku to las liściasty. Najwięk-

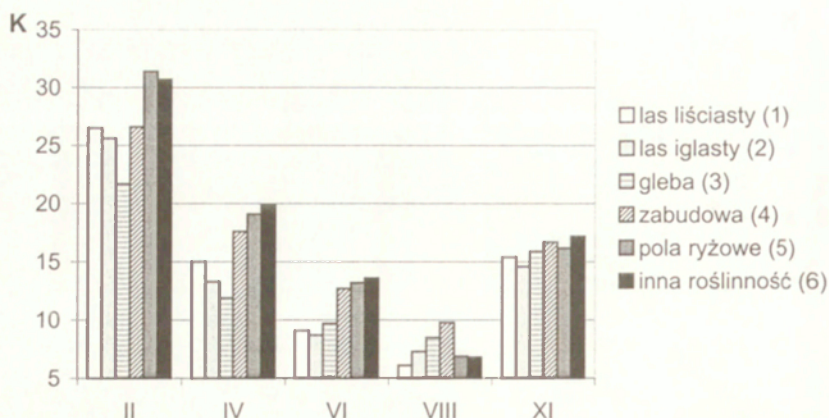


Ryc. 4. Średnia powierzchniowa wartość temperatury promieniowania wybranych typów powierzchni czynnej

Average brightness temperature of selected types of land cover. 1 – deciduous, 2 – conifer, 3 – soil, 4 – urban, 5 – rice field, 6 – other vegetation

sze różnice średniej emisji ciepła między tymi typami powierzchni leśnej występują w zimie i sięgają  $11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  co odpowiada 2,5 K temperatury promieniowania. W tym czasie drzewa są pozbawione liści, co w istotny sposób zmniejsza absorpcję promieniowania słonecznego, a w konsekwencji także i emisję promieniowania długofalowego. Ulistnienie drzew wiosną, zwiększając absorpcję promieniowania słonecznego powoduje, że różnica ta zmniejsza się do  $4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  (0,6 K) w czerwcu. Największą średnią powierzchniową emisję ciepła, we wszystkich analizowanych miesiącach, obserwuje się w przypadku gleby oraz zabudowy. Ten ostatni typ powierzchni składa się z wielu komponentów o zmiennej koncentracji i wysokości nad powierzchnią gruntu takich jak asfalt, beton, dachy domów, drzewa, trawniki itp. W wyniku tak różnorodnej struktury obszaru zabudowanego jego średnia emisja ciepła we wszystkich analizowanych miesiącach jest mniejsza niż obserwowana z względnie jednorodnej struktury gleby. Wyjątek stanowi listopad, w którym różnica ta jest nieistotna gdyż jest mniejsza niż błąd pomiaru wynoszący 0,4 K.

Zróznicowanie emisji ciepła z wybranych typów powierzchni, przedstawiono także jako różnicę między największą a najmniejszą wartością emisji ciepła z wybranego typu w całym okręgu (ryc. 5). Amplituda promieniowania długofalowego wskazuje na stopień rozproszenia wartości. Zimą największe różnice emisji ciepła występują z pól ryżowych ( $151 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} - 31,4 \text{ K}$ ) a także z typu „inna roślinność” ( $146 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} - 30,7 \text{ K}$ ). Ten ostatni typ obejmuje wiele rodzajów powierzchni roślinnej jak np. park, pole warzywne czy



Ryc. 5. Amplituda temperatury promieniowania w wybranych typach powierzchni.  
Amplitude of brightness temperature in selected types of land cover. 1 – deciduous, 2 – conifere, 3 – soil, 4 – urban, 5 – rice field, 6 – other vegetation.

pole golfowe, których charakter struktury powoduje największe rozproszenie wartości promieniowania długofalowego w ciągu roku. Najmniejsza amplituda emisji ciepła zimą występuje z typu „gleba” ( $106 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} - 12,7 \text{ K}$ ) i wynika z jednorodnych powierzchni zlokalizowanych głównie w zachodniej, nizinnej części okręgu Nary. Ten typ powierzchni czynnej reprezentuje teren nie pokryty roślinnością, przygotowany częściowo lub całkowicie do zabudowy. Duże zróżnicowanie temperatury promieniowania zimą wykazuje teren zabudowany ( $129 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} - 26,6 \text{ K}$ ) co wynika z różnorodnej jego struktury. Typ ten występuje zarówno na nizinnych terenach zachodniej części okręgu, jak i w dnach dolin górskich części wschodniej.

Względnie jednorodna struktura lasu iglastego w ciągu całego roku powoduje małe zróżnicowanie emisji ciepła zarówno zimą ( $118 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} - 25,6 \text{ K}$ ), jak i w całym roku w porównaniu do pozostałych typów powierzchni.

Latem i jesienią największe różnice wielkości emisji ciepła następują w typie „zabudowa”. Teren ten to w większości parterowe, wolnostojące domy o płaskich dachach posiadające indywidualne systemy klimatyzacyjno-grzewcze. Latem wysoka temperatura i wilgotność powietrza wymuszają korzystanie z tych systemów do obniżenia temperatury wewnątrz pomieszczeń, co powoduje podwyższenie temperatury na zewnątrz (poprzez pracę zewnętrznych urządzeń klimatyzacji). Niejednoczesność stosowania klimatyzacji, jest jedną z przyczyn największego zróżnicowania emisji ciepła na obszarze zabudowanym w sierpniu ( $59 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} - 9,8 \text{ K}$ ).



W sierpniu najniższa amplituda temperatury promieniowania występuje w lesie liściastym ( $36 \text{ W}\cdot\text{m}^2 - 6,1 \text{ K}$ ). W tym okresie ten typ lasu stanowi jednorodną strukturę, a ponieważ występuje on w niższych partiach gór niż las iglasty, to zróżnicowanie jego temperatury promieniowania jest mniejsze niż lasu iglastego w tym miesiącu ( $43 \text{ W}\cdot\text{m}^2 - 7,3 \text{ K}$ ).

#### 4. WNIOSKI

W pracy przedstawiono możliwość wykorzystania danych satelitarnych Landsat5TM do analizy warunków termicznych wybranego regionu Japonii. Wyróżniono 6 głównych typów powierzchni czynnej o różnej emisji ciepła, to znaczy: las liściasty, las iglasty, gleba, zabudowa, pola ryżowe, inną roślinność.

Wartości emisji ciepła z powierzchni czynnej zmierzone za pomocą satelity Landsat5TM są wartościami chwilowymi. Wykorzystując naziemną sieć stacji meteorologicznych AMeDAS określono warunki termiczne w czasie rejestracji danych satelitarnych. W czasie wykonywania 4 z 5 zdjęć satelitarnych w lutym, kwietniu, czerwcu i listopadzie warunki te były typowe dla tych miesięcy. Sierpień natomiast był znacznie cieplejszy niż przeciętnie.

Rezultaty analizy sezonowej zmienności warunków termicznych są następujące:

- Sezonowe zmiany emisji ciepła, analizowane na podstawie wartości chwilowych, są zgodne z rocznymi zmianami dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Największa średnia emisja ciepła z badanego okręgu Nary jest obserwowana w czerwcu, a najmniejsza w lutym. W sierpniu, pomimo wyższej niż przeciętnie temperatury powietrza, emisja ciepła z powierzchni była niższa niż w czerwcu. Największe przestrzenne zróżnicowanie emisji ciepła występuje w zimie, natomiast najmniejsze latem (sierpień).

- Średnia emisja ciepła w wybranych typach powierzchni najmniejsza jest nad lasem iglastym a największa nad glebą. Wartość średniej emisji ciepła z analizowanych typów powierzchni zależy od jej zróżnicowania przestrzennego, które jest wynikiem stopnia jednorodności struktury oraz lokalizacji danego typu powierzchni. Większe zróżnicowanie komponentów należących do danego typu powierzchni powoduje większe zróżnicowanie przestrzenne emisji ciepła.

## LITERATURA

- Adamczyk A.B., 2002, *Mapa odchylen temperatury promieniowania wykonana na podstawie zdjęcia satelitarnego*, [w:] K. Błażejczyk (red.), *Znaczenie czynników cyrkulacyjnych i lokalnych w kształtowanie klimatu i bioklimatu aglomeracji warszawskiej*, Dokum. Geogr., 26, s. 151–154.
- Adamczyk A.B., Błażejczyk K., 1999, *Cyfrowe mapy topoklimatyczne Warszawy*, Acta Univ.Lodz., Folia Geogr.Phys., 3, s. 505–513.
- Adamczyk A.B., Muramatsu K., Fujiwara N., 1999, *Seasonal variation of thermal energy of surface in Nara City*, Proceedings of the 27<sup>th</sup> Conference of Remote Sensing Society of Japan, Kumamoto, Japonia, s. 121–124.
- Ciołkosz A., Kęsik A., 1989, *Teledetekcja satelitarna*, PWN, Warszawa, 294 ss.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Atlas Warszawy*, 4, IGI PZ PAN, Warszawa, 84 ss.
- Kraujalis M.W., 1980, *Zróżnicowanie termiczne podłoża atmosfery na obszarze miasta*, [w:] M. Kluge (red.), *Metody opracowań topoklimatycznych*, Dokum. Geogr., 3, s. 84–88.
- Muramatsu K., Adamczyk A.B., Fujiwara N., 1999, *Development of a Model of Radiation Balance Near Ground Level and Application to Satellite Data analysis*, Proceedings of the 20<sup>th</sup> Asian Conference on Remote Sensing, Hong-Kong, China, s. 823–828.
- Muramatsu K., Furumi S., Fujiwara N., Hayashi A., Daigo M., Ochiai F., 2000, *Pattern Decomposition Method in the albedo space for LANDSAT TM and MSS data analysis*, International Journal of Remote Sensing, 21, s. 119–99.
- Research Reports*, 1995, Nara Womens' University.

USE OF REMOTE SENSING DATA IN THE ANALYSIS OF THERMAL  
CONDITIONS AT NARA CITY REGION (JAPAN)

Summary

Thermal energy flux and temperature of land surface are very important variables in climatological studies. The radiated energy from surface is a function of temperature of the surface and its emissivity. Therefore in the region with mosaic land cover types, its differentiation affects significantly the variability of temperature.

It is difficult to display detailed spatial distribution of these parameters because of insufficient number of meteorological stations with complete daily cycle of measurements. The remote sensing data acquisition is one of the ways to analyse spatial variability of active surface temperature.

To analyse thermal variation of surface in Nara City Region in Japan five Landsat TM scenes, represented successive seasons of the year, were co-registered using affine transformation with the set of control points. Classification of land cover was

made by using Pattern Decomposition Method. As a result Nara City Region was generally divided to Western and Eastern parts. Western part is a low flat plane with the elevation under 200 meters above sea level covered by urban and agricultural area. In contrast Eastern part with maximum elevation over 1000 meters a.s.l. is covered by forests. The relation between temperature of each selected land use type was analysed through the year.

The significant spatial variation of thermal energy both from each class of land cover as well as from the whole Nara City Region was noticed. Seasonal analysis indicates the biggest spatial differentiation in winter and the smallest one in summer for both, Nara City region and selected type of land cover.

The spatial distribution of thermal energy depends on land cover. Forests especially conifer forests indicate the lowest value of radiant energy all over the year.

*Adres autora:*

*Anna Beata Adamczyk*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Twarda 51/55, 00-878 Warszawa*

*e-mail: a.badam@twarda.pan.pl*



Jarosław Baranowski

## POCHŁONIĘTE PROMIENIOWANIE SŁONECZNE W TATRACH W OTOCZENIU HALI GAŚNIENICOWEJ

### I. WSTĘP

Energia słoneczna docierająca do powierzchni Ziemi jest źródłem wielu procesów biologicznych, fizycznych i chemicznych zachodzących na jej powierzchni. Strumień promieniowania słonecznego przechodząc przez atmosferę ulega osłabieniu na skutek pochłaniania, rozpraszania i odbijania. Natężenie promieniowania bezpośredniego padającego na powierzchnię poziomą zależy głównie od wysokości Słońca oraz od przeźroczystości atmosfery. W warunkach górskich czynnikiem modyfikującym ilość otrzymywanej energii jest nachylenie i ekspozycja zboczy. Zatem zbocza o różnym nachyleniu i ekspozycji otrzymują zróżnicowane ilości energii promieniowania bezpośredniego.

W terenie o tak urozmaiconej rzeźbie jak Tatry, istotne znaczenie dla dopływu promieniowania bezpośredniego ma nie tylko ekspozycja i nachylenie zboczy, ale również zasłonięcie horyzontu. Powoduje ono zmniejszenie, nieraz w znacznym stopniu, sumy dziennej dochodzącego promieniowania (Błażejczyk 1998; Paszyński i in. 1999). Na zacienienie narażone są najczęściej obniżenia terenu otoczone wzniesieniami o znacznej wysokości i północne zbocza dolin. Późną wiosną i latem doliny o przebiegu południkowym są bardziej zacienione niż te o przebiegu równoleżnikowym. Jest to spowodowane niskim położeniem Słońca we wczesnych godzinach porannych i późnych popołudniowych. Powyższe czynniki lokalne stanowią nie tylko o ilości docierającego promieniowania całkowitego, ale wpływają również na ilość promieniowania odbitego. To ostatnie determinowane jest także przez szatę roślinną i jej rodzaj. Różne powierzchnie naturalne posiadają niejednakową zdolność odbijania i pochłaniania promieni słonecznych. Powoduje to silne zróżnicowanie reżimu termicznego różnych rodzajów powierzchni. O tym, ile dana powierzchnia wykorzystuje otrzymanej energii mówi saldo promieniowania krótkofalowego, czyli promieniowanie pochłonięte. Jest to różnica pomiędzy promieniowaniem całkowitym, a promieniowaniem odbitym.

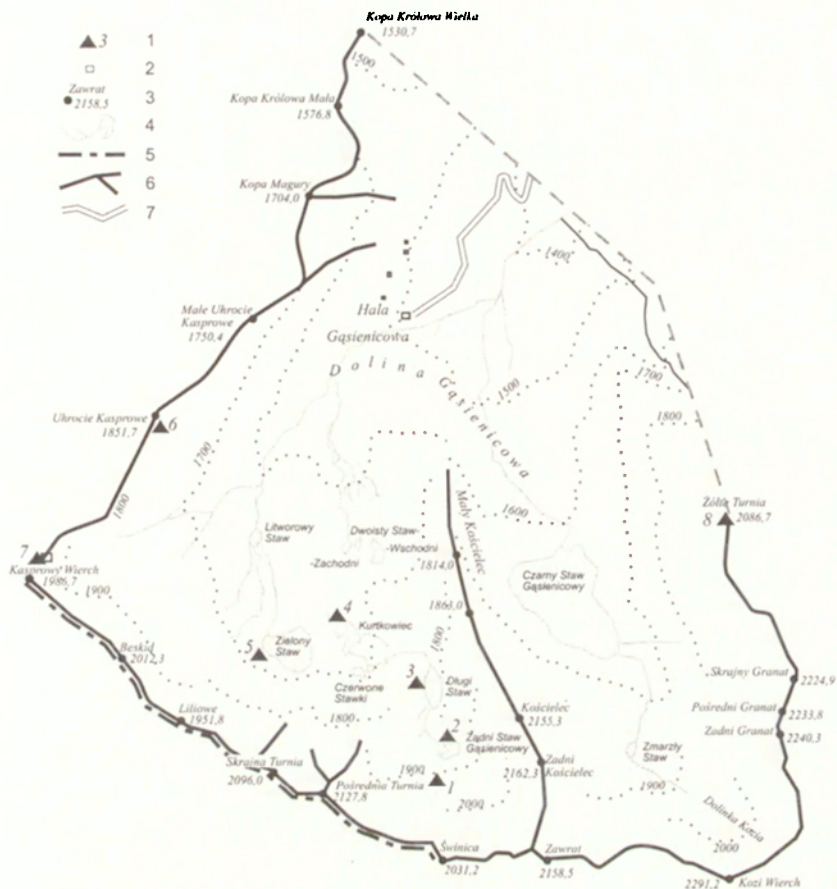
Chociaż rozkład promieniowania słonecznego na obszarze Polski jest dosyć dobrze poznany (Kuczmańska, Paszyński 1964; Paszyński 1966a, b; Paszyński i inni 1999; Styszyńska 1995; Podogrocki, Bogdańska 2000), to o wartościach promieniowania pochłoniętego, szczególnie w warunkach górskich, traktuje niewiele prac. Problematyce albedo i promieniowania pochłoniętego poświęcono wiele uwagi w literaturze klimatologicznej. Badania wielkości albedo w Polsce prowadzili T. Kozłowska-Szczęsna (1973 a, b), M. Kluge 1963, M. Kluge, B. Krawczyk 1966, B. Łykowski (1967, 1970), K. Miara, J. Paszyński (1984), ale nie dotyczyło to terenów górskich.

## 2. CEL I METODA

Celem pracy jest zbadanie zróżnicowania promieniowania pochłoniętego przez różne powierzchnie w warunkach górskich, na przykładzie Hali Gąsienicowej w Tatrach.

Podstawę opracowania stanowią dane zgromadzone podczas czterech letnich serii pomiarowych prowadzonych w sierpniu, w latach 1997–2000. Pomiary wykonywane były za pomocą automatycznych stacji meteorologicznych. Czujniki promieniowania (całkowitego i odbitego) umieszczone były horyzontalnie na wysokości 1,5 m nad poziomem terenu. Do pomiaru promieniowania użyto pyranometrów CM3 firmy Kipp&Zonen. Ich czujniki przykryte są przezroczystą szklaną kopułką przepuszczającą promieniowanie krótkofalowe 305–2800 nm. Kopułki umożliwiają przepuszczanie promieniowania na powierzchnię poziomą z kąta bryłowego 180°. Metaliczna powierzchnia obudowy dobrze odbija promieniowanie słoneczne chroniąc urządzenie przed nagrzewaniem. Współczynnik kalibracji dla pyranometru mierzącego promieniowanie całkowite wynosi  $21,49 \mu\text{V}\cdot\text{W}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ , a mierzącego promieniowanie odbite  $27,76 \mu\text{V}\cdot\text{W}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ . Oprócz promieniowania słonecznego mierzono temperaturę powietrza i prędkość wiatru. Łącznie, podczas czterech serii przeprowadzono pomiary w 9 punktach otoczenia Hali Gąsienicowej, przy czym stanowisko na Hali Gąsienicowej, zlokalizowane obok posterunku meteorologicznego, traktowane było podczas każdej serii pomiarowej jako punkt odniesienia. Punkty pomiarowe usytuowane były na powierzchniach zróżnicowanych zarówno pod względem pokrycia terenu jak i jego ukształtowania, odległości od zboczy i zbiorników wodnych (ryc. 1).

Charakterystykę poszczególnych powierzchni badawczych przedstawiono w tabeli 1.



Ryc. 1. Teren badań. 1 – punkty pomiarowe, 2 – zabudowania, 3 – nazwy i wysokości szczytów, 4 – strumienie i jeziora, 5 – granica państwa, 6 – grzbiety górskie, 7 – droga  
 The area under investigations. 1 – observation posts, 2 – buildings, 3 – name and altitude of picks, 4 – streams and lakes, 5 – state border, 6 – mounts ridges, 7 – road

Wartości promieniowania pochłoniętego uzyskano jako różnicę natężenia promieniowania całkowitego i odbitego.

$$K^* = K_{\text{glob}} - K_{\text{ref}}$$

gdzie:

$K^*$  – promieniowanie słoneczne pochłonięte

$K_{\text{glob}}$  – całkowite promieniowanie słoneczne padające na powierzchnię poziomą

$K_{\text{ref}}$  – odbite promieniowanie słoneczne

Tabela 1. Charakterystyka stanowisk pomiarowych

Nr	Nazwa	Wys. n.p.m.	Charakterystyka stanowisk	Okres badań
1	Hala Gąsienicowa	1520	Ogródek stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej, powierzchnia o niewielkim spadku, pokryta wysoką roślinnością trawiastą.	24–27.08.1997 07–19.08.1998 05–19.08.1999 11–20.08.2000
2	Kurtkowiec	1689	Glazowisko na północno-zachodnim brzegu stawu Kurtkowiec, 3 m od brzegu, porośnięte mchami i małą trawą w otoczeniu dosyć wysokiej kosodrzewiny.	11–20.08.2000
3	Beskid	1794	Niewielkie spłaszczenie na północno-wschodnim zboczu Beskidu porośnięte kilkucentymetrową trawą i mchami w pobliżu szlaku na Przełęcz Liliowe	19–26.08.1997
4	Swinicka Kotlinka	1930	Tuż pod ścianą północnego filaru Świnicy na niewielkiej półce skalnej porośniętej kilkucentymetrową trawą	11–20.08.2000
5	Kozia Dolinka	1930	Płat trawy o wysokości 20 cm w dnie Koziej Dolinki, w pobliżu gołoborza na zboczu o ekspozycji północnej.	05–18.08.1999
6	Zawrat	1795	Nawis skalny po północno-zachodniej stronie Czarnego Stawu Gąsienicowego, pokryty roślinnością trawiastą.	19–26.08.1997
7	Kocioł Kasprowy	1820	Dno Kasprowego Kotła porośnięte trawą	11–19.08.1998

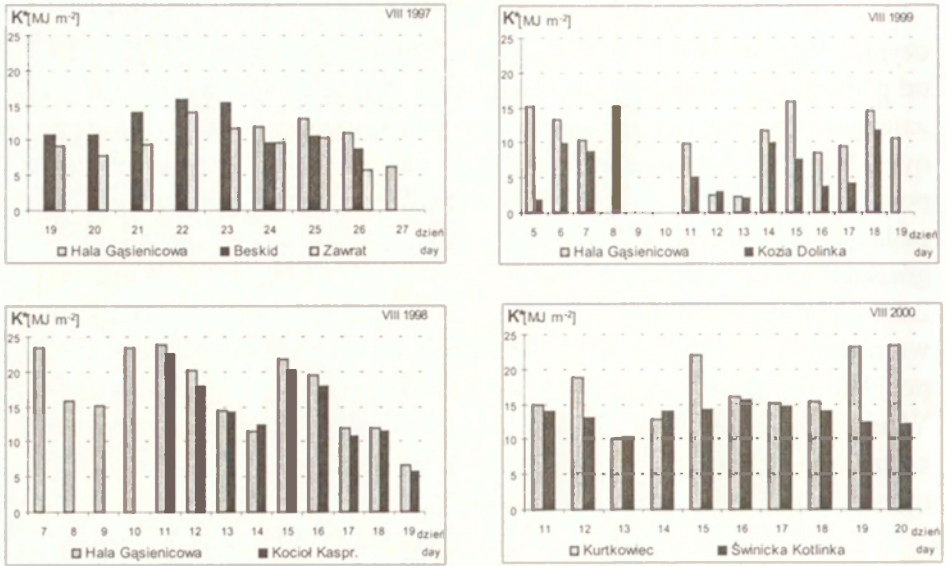


Natężenie promieniowania pochłoniętego  $K^*$  zależy w dużej mierze od czynników, które mają wpływ na promieniowanie dochodzące  $K_{glob}$  i odbite od podłoża  $K_{ref}$ . W przypadku promieniowania całkowitego jego wartości zależą od warunków astronomicznych, meteorologicznych i antropogenicznych. Wielkość promieniowania odbitego zależy od właściwości fizycznych powierzchni (wilgotność, pokrycie szatą roślinną), jej ukształtowania i kąta padania promieni słonecznych. Szczególne znaczenie ma to w warunkach górskich, gdzie sąsiedztwo ścian skalnych może zwiększać jego wartości. Zdolność odbijania promieniowania słonecznego przez różnego rodzaju powierzchnie naturalne waha się w bardzo szerokich granicach. Naga gleba pochłania promieniowanie słoneczne tylko przez niewielką górną warstwę. W przypadku zbiornika wodnego promieniowanie słoneczne może przenikać na znaczną głębokość. Na terenach pokrytych szatą roślinną wartość promieniowania odbitego kształtuje się w zależności od fazy rozwoju roślin.

### 3. WYNIKI

Jak wykazały badania zróżnicowanie wartości promieniowania pochłoniętego w Tatrach jest dosyć duże. W seriach pomiarów wykonywanych w okresie letnim największe sumy dobowe promieniowania pochłoniętego zanotowano 11.08.1998 r. na Hali Gąsienicowej ( $23,8 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ) i 20.08.2000 r. na stanowisku Kurtkowiec ( $23,5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ). Najmniejsze jego wartości występowały podczas dni pochmurnych – 13.08.1999 r. na Hali Gąsienicowej zanotowano  $2,3 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ , a w Koziej Dolince  $2,2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  (ryc. 2).

Podczas pierwszej serii badań, w sierpniu 1997 r. największe sumy dobowe promieniowania pochłoniętego notowano w punkcie Hala Gąsienicowa, a tylko nieco mniejsze na stanowiskach Beskid i Zawrat, co wynikało z większego zasłonięcia horyzontu w tych dwu punktach. Każde ze stanowisk charakteryzowało się innym rodzajem pokrycia terenu. W kolejnej serii badań, pomiary prowadzono na stanowiskach Hala Gąsienicowa i Kocioł Kasprowy. W dni pogodne, większe wartości sum dobowych promieniowania pochłoniętego notowano na Hali Gąsienicowej, zaś w dni pochmurne na obu stanowiskach notowano wartości zbliżone. Podobna sytuacja wystąpiła w następnym roku, kiedy w dni pogodne większe wartości notowano na Hali Gąsienicowej niż w Koziej Dolince, a zbliżone – w dni pochmurne, pomimo dużo większego zacielenia horyzontu w tym drugim punkcie. W ostatnim roku pomiarów, porównywano wartości sum dobowych promieniowania pochłoniętego pod północną ścianą Świnicy (stanowisko Świnicka Kotlinka) z wartościami uzyskanymi nad stawem Kurtkowiec, gdzie w dni pogodne notowano znacznie



Ryc. 2. Sumy dobowe promieniowania pochłoniętego ( $K^*$ ) w badanych okresach w latach 1997–2000

Daily sums of net solar radiation ( $K^*$ ) during the periods of investigations, 1997–2000

większe wartości. W dni pochmurne wartości sum dobowych na obu stanowiskach były zbliżone.

Wielkość zachmurzenia ma duży wpływ na wartość promieniowania pochłoniętego ze względu na ograniczenie dopływu promieniowania całkowitego. W dni pogodne notowano kilkakrotnie większe wartości promieniowania pochłoniętego niż w dni pochmurne, a na stanowiskach silnie nasłonecznionych (o małym zasłonięciu horyzontu), wartości sum dobowych promieniowania pochłoniętego były większe o około  $5\text{--}8 MJ \cdot m^{-2}$  niż na stanowiskach o złych warunkach solarnych (krótki czas insolacji spowodowany zasłonięciem horyzontu). W dniach pochmurnych wartości na porównywanych stanowiskach, niezależnie od usytuowania, były podobne.

Warunki pogodowe w sierpniu w kolejnych latach były dosyć różne, z tego też względu nie można dokonać bezpośredniego porównania wartości ze wszystkich punktów. Sierpień 1998 i 2000 r. cechował się znacznie korzystniejszymi warunkami solarnymi niż w latach 1997 i 1999. Ponadto okres prowadzonych badań nie zawsze był ten sam, a zatem wysokość Słońca nie była identyczna.

W celu znalezienia odpowiedzi na pytanie, co jest przyczyną różnicowania promieniowania pochłoniętego w Tatrach przeanalizowano przebiegi

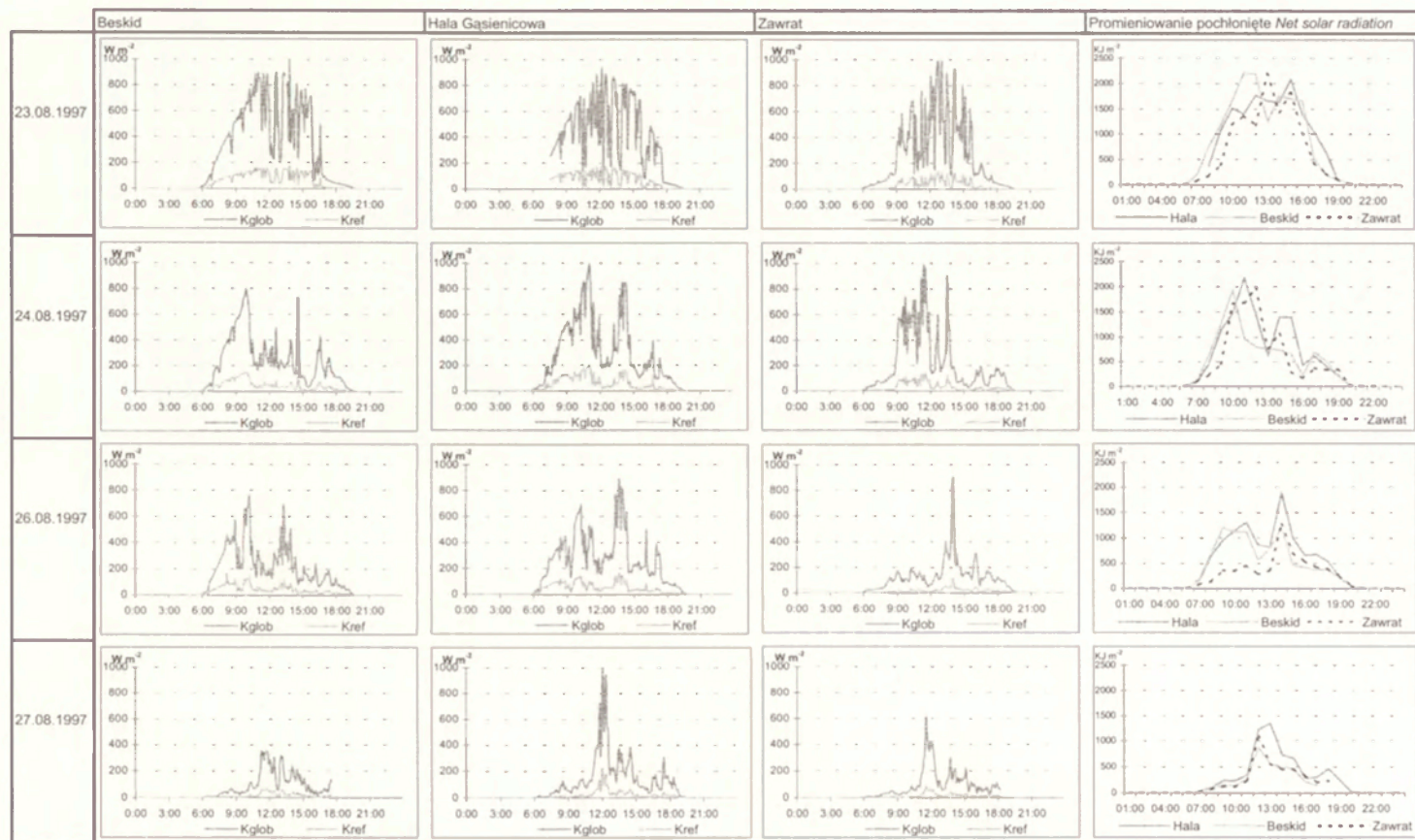
dobowe promieniowania całkowitego i odbitego w wybranych dniach pogodnych i pochmurnych, w poszczególnych punktach pomiarowych, w kolejnych latach.

W dniach pogodnych okresu 1997–2000, na stanowiskach o niewielkim zasłonięciu horyzontu i pokrytych szatą roślinną (Hala Gąsienicowa, Kocioł Kasprowy, Kurtkowiec) natężenie promieniowania całkowitego osiągało wartość  $1000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , a promieniowania odbitego około  $200 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  (ryc. 3a–d). Maksimum natężenia promieniowania słonecznego przypadało w godzinach południowych. Promieniowanie pochłonięte stanowiło w tym przypadku około 80% promieniowania całkowitego. Przy czym nieco większe wartości  $K_{\text{glob}}$  notowano na Hali Gąsienicowej niż w Kotle Kasprowym czy w punkcie Kurkowiec. Największe wartości promieniowania odbitego obserwowano w Kotle Kasprowym, a najmniejsze nad stawem Kurtkowiec, gdzie promieniowanie pochłonięte osiągało największe wartości. Na tym stanowisku na mniejsze wartości promieniowania odbitego wpłynęło bliskie sąsiedztwo kosodrzewiny o albedo podobnym do lasów iglastych, czyli rzędu od 10 do 17% (Paszyński i in. 1999; Kozłowska-Szczęśna 1973a).

Na stanowisku Świnicka Kotlinka znajdującym się na piargu, ok. 3 m od północnej ściany Świnicy, szata roślinna nie występuje, a notowane tam wartości promieniowania całkowitego były znacznie wyższe niż nad stawem Kurtkowiec. Natężenie  $K_{\text{glob}}$   $1000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  notowano już około godz. 10:30. W godzinach południowych następowało zacienienie punktu, które trwało aż do godziny 16:00. Promieniowanie odbite w tym punkcie maksymalnie osiągało wartość  $88 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . W czasie największej insolacji, promieniowanie pochłonięte stanowiło około 90% promieniowania całkowitego.

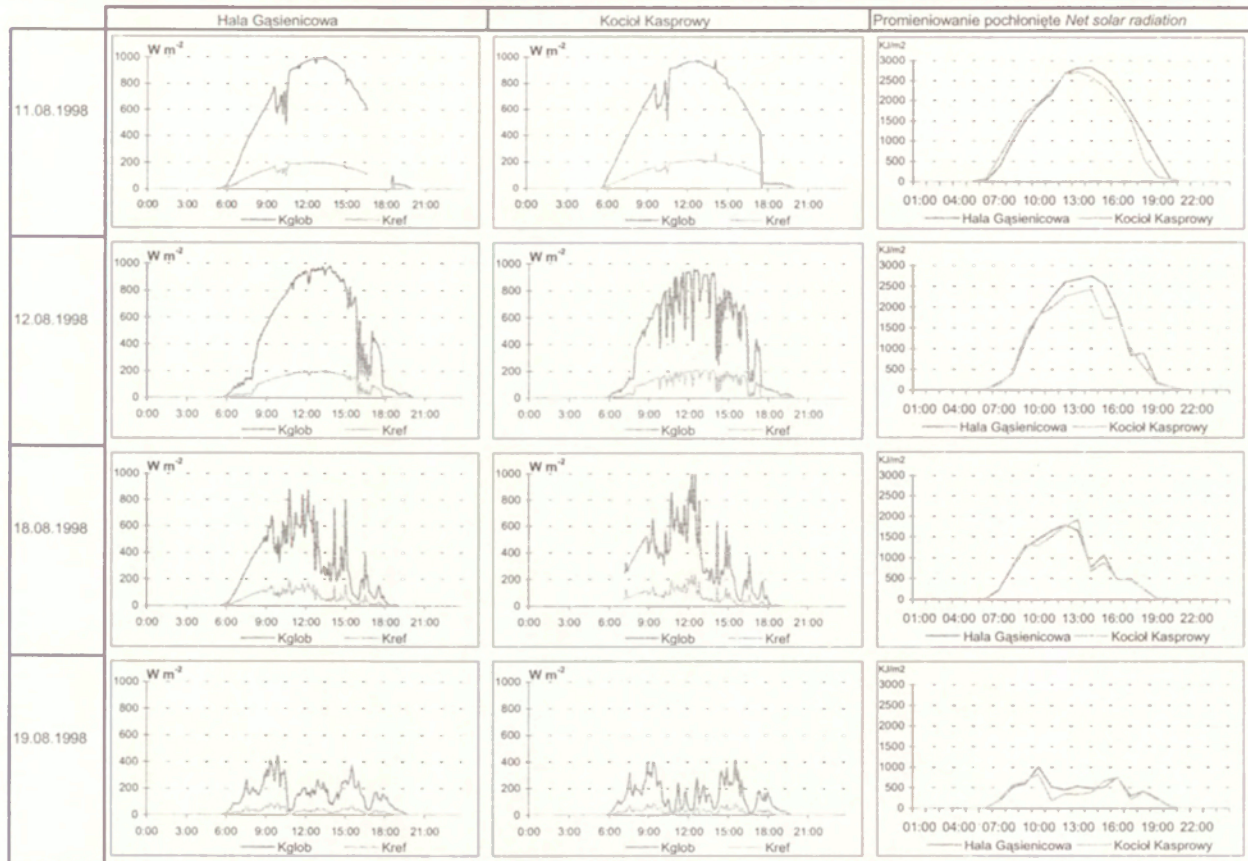
W dniach z niewielkim zachmurzeniem, promieniowanie pochłonięte osiągało w południe wartość około  $2000 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$ . W miejscach o podłożu trawiastym występowały podobne zależności pomiędzy  $K_{\text{glob}}$  i  $K_{\text{ref}}$ , a wartościami promieniowania pochłoniętego, jak podczas pogody słonecznej i bezchmurnej.

Najmniejsze zróżnicowanie promieniowania pochłoniętego obserwowano w czasie dni pochmurnych. Maksymalnie osiągało ono wtedy wartość od 300 do  $1000 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w godzinach południowych. Przy czym jego wartość stanowiła niekiedy do 99% promieniowania całkowitego. Zaobserwowano, że przy dużym zachmurzeniu wpływ rodzaju podłoża, a co za tym idzie wartości albedo, jest znikomy. Zmniejszony dopływ promieniowania całkowitego latem powodowany jest głównie występowaniem zachmurzenia typu orograficznego. W większości przypadków, poziom kondensacji pary wodnej znaj-



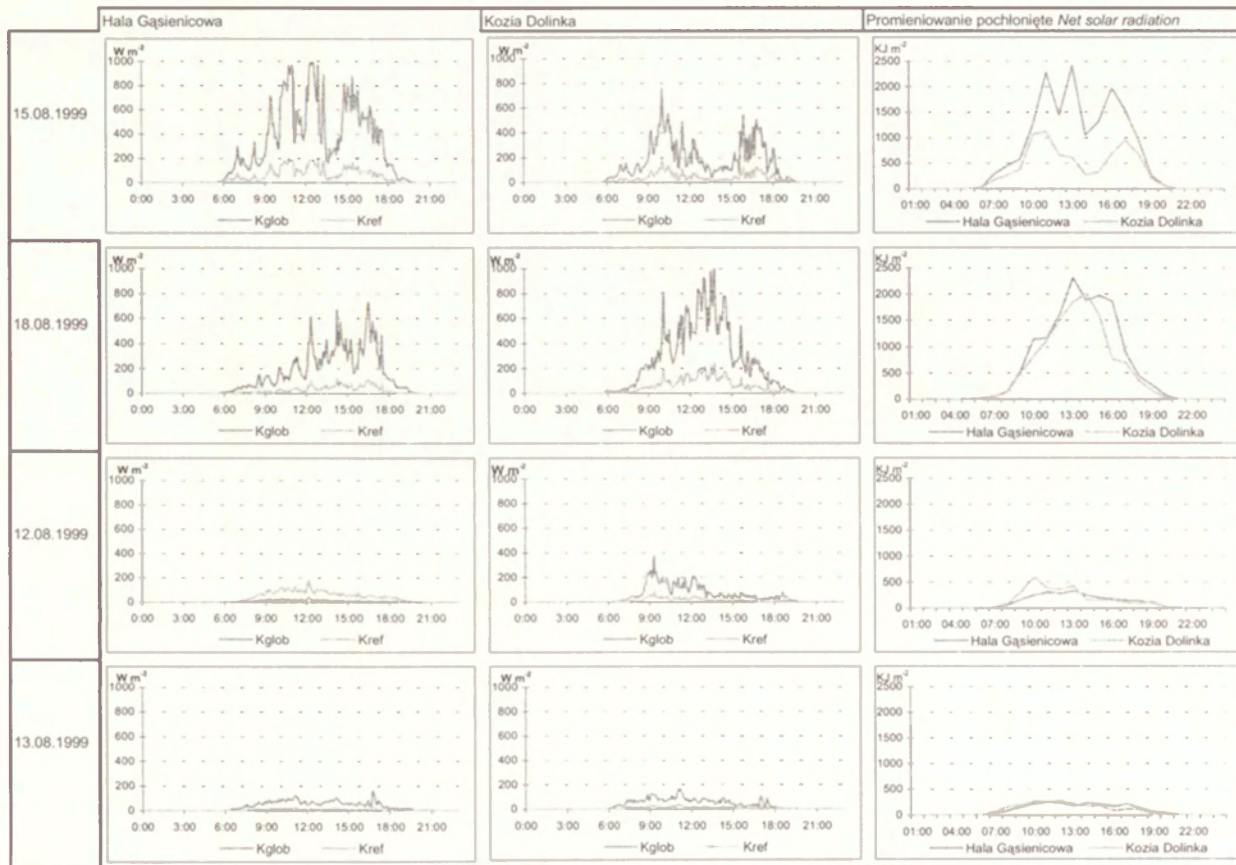
Ryc. 3a. Przebiegi dobowe promieniowania całkowitego, odbitego i pochłoniętego w wybranych dniach sierpnia w roku 1997

Daily courses of global ( $K_{glob}$ ) reflected ( $K_{ref}$ ) and net solar radiation in the selected days (Beskid, Zawrat, etc. names of measurement post)

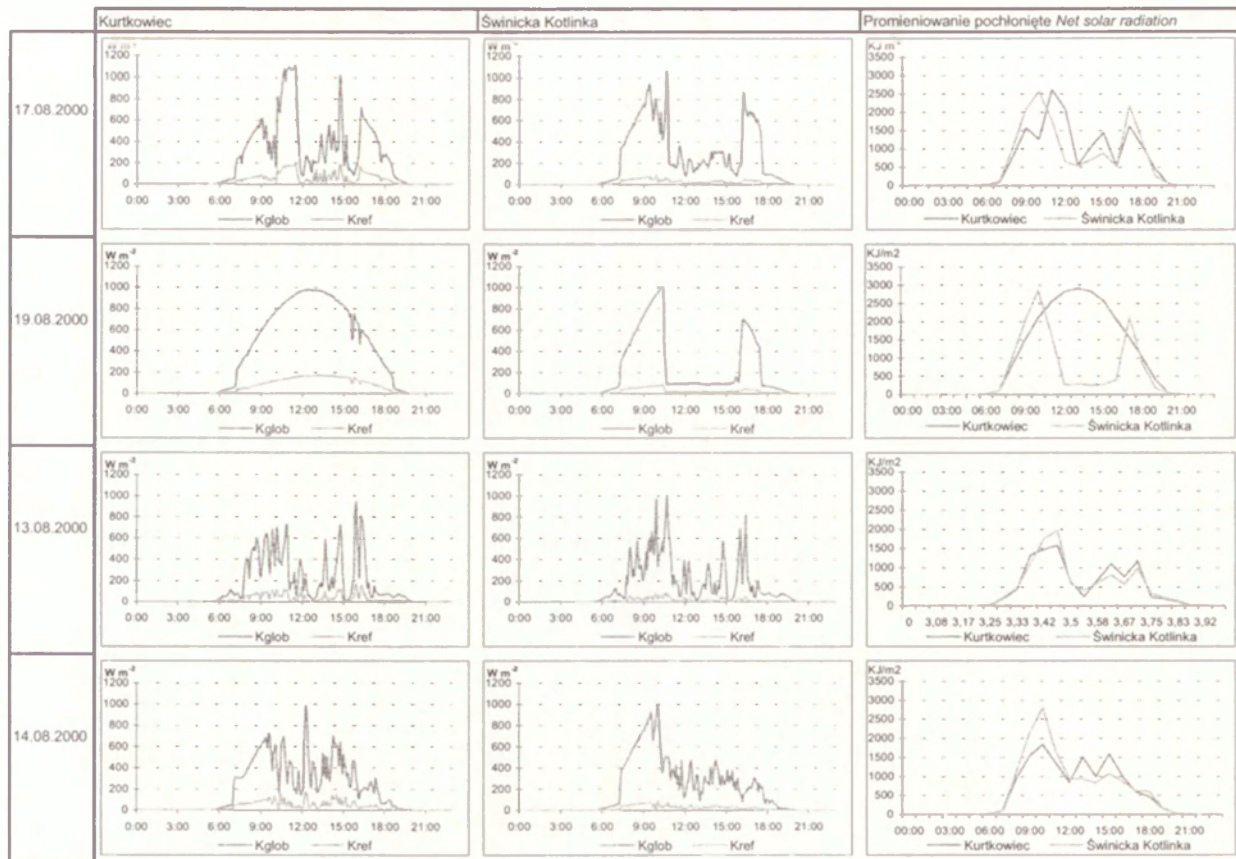


Ryc. 3b. Przebiegi dobowe promieniowania całkowitego, odbitego i pochłoniętego w wybranych dniach sierpnia w roku 1998  
 Daily courses of global ( $K_{glob}$ ) reflected ( $K_{ref}$ ) and net solar radiation in the selected days (Beskid, Zawrat, etc. names of measurement post)

<http://rcin.org.pl>



Ryc. 3c. Przebiegi dobowe promieniowania całkowitego, odbitego i pochłoniętego w wybranych dniach sierpnia w roku 1999  
 Daily courses of global ( $K_{glob}$ ), reflected ( $K_{ref}$ ) and net solar radiation in the selected days (Beskid, Zawrat, etc. names of measurement post)



Ryc. 3d. Przebiegi dobowe promieniowania całkowitego, odbitego i pochłoniętego w wybranych dniach sierpnia w roku 2000  
 Daily courses of global ( $K_{glob}$ ) reflected ( $K_{ref}$ ) and net solar radiation in the selected days (Beskid, Zawrat, etc. names of measurement post)

<http://rcin.org.pl>

duje się ponad szczytami gór, co stwarza podobne warunki nefologiczne na całym obszarze Tatr. Niekiedy jednak zdarzają się sytuacje, w których wyższe partie gór znajdują się ponad poziomem kondensacji. Wówczas na terenach znajdujących się poniżej tego poziomu, obserwuje się mniejsze wartości promieniowania pochłoniętego. Taka sytuacja wystąpiła 12.08.1999 roku na Hali Gąsienicowej i w Koziej Dolince (ryc. 3c).

#### 4. WNIOSKI

Krótki okres badań uniemożliwia formułowanie ogólnych wniosków dotyczących rozkładu promieniowania słonecznego w Tatrach. Pomiary prowadzone były tylko w okresie letnim, zaledwie przez kilkanaście dni, przy dużych wysokościach Słońca i długim okresie insolacji, w pełni sezonu wegetacyjnego. Jednakże zebrany materiał pozwolił na porównanie i wychwycenie różnic w rozkładzie promieniowania pochłoniętego w tym właśnie okresie na badanym terenie, w zależności od zachmurzenia i stanu szaty roślinnej.

Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że pod koniec okresu letniego:

1. Sumy dobowe promieniowania pochłoniętego zmieniają się na badanym obszarze od  $2,2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w dni pochmurne do  $23,5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  w dni pogodne.

2. Ilość promieniowania pochłoniętego przez powierzchnię czynną zależy od ilości dochodzącego do tej powierzchni całkowitego promieniowania słonecznego oraz od jej albedo, czyli zdolności odbijania promieniowania krótkofalowego.

3. Na wartość promieniowania pochłoniętego w punktach pomiarowych o podłożu trawiastym miał wpływ rodzaj powierzchni czynnej. Nad dużą powierzchnią trawiastą (Hala Gąsienicowa, Kocioł Kasprowy) obserwowano większe sumy promieniowania odbitego niż nad podobną powierzchnią pokrytą trawą, ale w otoczeniu kosodrzewiny. Miejsca o podłożu ubogim w roślinność charakteryzowały się, w dni pogodne, znacznie wyższymi wartościami promieniowania całkowitego niż miejsca o bujnej roślinności. W efekcie dawało to duże wartości promieniowania pochłoniętego (Świnicka Kotlinka).

4. Promieniowanie pochłonięte na badanym terenie stanowi od 80% promieniowania całkowitego w dni pogodne do 99% w dni pochmurne.



## LITERATURA

- Błażejczyk K., 1998, *Promieniowanie słoneczne a gospodarka cieplna organizmu człowieka*, Zeszyty IG i PZ PAN, 51, 85 ss.
- Kluge M., 1963, *Pomiary promieniowania słonecznego całkowitego, promieniowania odbitego od powierzchni ziemi oraz albedo*, Dokum. Geogr. IG PAN, 4, s. 4–14.
- Kluge M., Krawczyk B., 1966, *Zmienność albedo z roku na rok na przykładzie Wojcieszowa Górnego*, Przegł. Geogr., 38, 4, s. 709–713.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1973a, *Rozkład i przebieg albedo w Polsce*, Przegł. Geogr., XLV, 2, s. 341–350.
- 1973b, *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*, Prace Geogr. IG PAN, 99 ss.
- Kuczmańska L., Paszyński J., 1964, *Przebieg roczny całkowitego promieniowania słonecznego w Polsce*, Przegł. Geofiz., 9 (17), s. 275–279.
- Łykowski B., 1967, *Odbijanie światła przez powierzchnie liści oraz lanu niektórych roślin uprawnych i łąkowych*, Zesz. Naukowe WSR we Wrocławiu, Melioracja, 12, 73, s. 143–150.
- 1970, *Reflection of solar radiation by vegetation*, Ekologia polska, 18,8, s. 211–224.
- Miara K., Paszyński J., 1984, *Roczny przebieg albedo powierzchni trawiastej w Polsce*, Przegł. Geogr., 29 (3–4), s. 125–144.
- Paszyński J., 1966a, *Atlas bilansu promieniowania w Polsce. Materiały do bilansu cieplnego Polski*, Dokum. Geogr. IG PAN, 4, 10 ss + 60 tabl.
- 1966b, *Bilans cieplny powierzchni czynnej jako wskaźnik klimatologiczny*, Prace i Studia Komit. Inż. Gosp. Wodnej i Surowcowej PAN, 9, s. 299–313.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokum. Geogr., 14, 127 ss.
- Podogrocki J., Bogdańska B., 2000, *Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego na obszarze Polski w okresie 1961–1995*, Materiały badawcze, Seria meteorologia, 30, IMiGW, 43 ss.
- Styszyńska A., 1995, *Dopływ promieniowania całkowitego słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji*, Prace naukowe Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni, 160, Wyd. Uczelniane WSM, Warszawa, 160 ss.

## NET SOLAR RADIATION IN THE TATRAS AT HALA GAŚSIENICOWA AREA

## Summary

The aim of the paper is to analyse spatial differentiation of net solar radiation in the Tatras. The research bases on the results of field experiments carried out during the summer seasons (August) 1997–2000 at the area of Hala Gąsienicowa. The measurement points were situated at various forms of relief, over different plant cover and at various distances from water bodies (Fig 1). Relatively great spatial differentiation of net solar radiation in the Tatry Mts was observed. The greatest daily sums of net radiation was observed 11 Aug. 1998 at Hala Gąsienicowa meteorological station (HG) and 20 Aug. 2000 at Kurtkowiec post, respectively  $23,8 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  and  $23,5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ . The smallest values of solar radiation balance were noted during cloudy days,  $2,3 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  at HG post (13 Aug. 1999) and  $2,2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$  at Kozia Valley post (Fig. 2).

*Adres autora:*

*Jarosław Baranowski*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa*

*e-mail: j.bar@twarda.pan.pl*

Maria Dubicka, Mariusz Szymanowski

## MIEJSKA WYSPA CIEPŁA WE WROCŁAWIU – STRUKTURA PRZESTRZENNA I CZASOWA

### 1. WPROWADZENIE

Wrocław jest położony w dolinie Odry, w centralnej części Niziny Śląskiej. Strukturę funkcjonalno-przestrzennego układu Wrocławia determinują, w sposób zdecydowany, warunki hydrograficzne (Odra wraz z licznymi kanałami, dopływami, starorzeczami i rozlewiskami), które określają rozwiązania przestrzenne i formy użytkowania w poszczególnych dzielnicach miasta (ryc. 1). Zróżnicowanie hipsometryczne jest małe, a wysokość zabudowy przewyższa naturalne deniwelacje terenu.

Miasto zajmuje 292,8 km<sup>2</sup>, z czego zabudowa mieszkaniowo-usługowa stanowi 61,4 km<sup>2</sup> tj. 21,9% powierzchni miasta. Ogólna powierzchnia terenów zainwestowanych, a więc obszarów zabudowy mieszkaniowo-usługowej wraz z terenami przemysłowymi i komunikacyjnymi wynosi 91,8 km<sup>2</sup> (31,4% powierzchni). Pozostałą część zajmują tereny zielone (lasy, parki, ogródki działkowe, łąki), tereny rolnicze i wody.

Wielkość miasta najlepiej obrazuje długość osi z zachodu na wschód wynosząca 27 km i z północy na południe – 18 km. Liczba mieszkańców wynosi 636,8 tys.

### 2. METODY BADAŃ

Program badań klimatu miasta Wrocławia realizowany jest przez Zakład Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego od roku 1997. W jego ramach prowadzone są systematyczne pomiary elementów meteorologicznych przy wykorzystaniu automatycznych stacji meteorologicznych oraz metodą patrolową, za pomocą mobilnych stacji meteorologicznych (Drzeniecka i in. 2002)



Ryc. 1. Lokalizacja automatycznych stacji meteorologicznych i punktów pomiaru temperatury powietrza przy użyciu stacji mobilnych (opis w tekście) na tle użytkowania terenu we Wrocławiu

Landuse map of Wrocław with localization of the automatic weather stations and points of temperature mobile measurements (description in text)

Stacje automatyczne zostały zlokalizowane w różnych typach zabudowy i w różnej odległości od centrum miasta (ryc. 1):

a) stację centralną (IV) posadowiono wśród 4–5-kondygnacyjnej, zwartej, XIX-wiecznej zabudowy centrum Wrocławia;

b) stację III ulokowano wewnątrz osiedla mieszkaniowego o luźnej, wysokiej (5–11 kondygnacji) zabudowie blokowej, w odległości ok. 3,5 km od centrum;

c) obszar niskiej zabudowy jednorodzinnej z dużym udziałem zieleni reprezentowała w latach 1997–1999 stacja II, położona w południowej części miasta (ok. 5,5 km od centrum). Od roku 1998 w pełni zautomatyzowane pomiary prowadzone są w podobnym typie zabudowy w Obserwatorium Meteorologicznym ZMiK we wschodniej części miasta (stacja V);

d) obszar peryferyjny, niezabudowany reprezentuje stacja I, ulokowana w zachodniej części miasta, położona około 12 km od centrum. Jest to jednocześnie stacja referencyjna – dane z tej stacji przyjęto jako odniesienie w analizie miejskiej wyspy ciepła (UHI). W roku 2001 do systemu pomiarowego dołączono położoną w terenie pozamiejskim stację w Nadolicach (VI), odległą o około 10 km na wschód od granic miasta, a około 20 km od centrum. Celem takiej lokalizacji było dokonanie porównania przebiegu temperatury w różnych sytuacjach pogodowych i stwierdzenie ewentualnego termicznego oddziaływania miasta na stację referencyjną. W rezultacie przeprowadzonych, na bazie rocznej serii danych, studiów porównawczych jedyne znaczące, krótkotrwałe rozbieżności w przebiegu temperatury na tych stacjach odnotowano w sytuacjach adwekcyjnych i związanych z nimi przejściem frontów atmosferycznych.

Każda ze stacji wyposażona jest w logger rejestrujący dane o temperaturze i wilgotności powietrza, prędkości i kierunku wiatru, promieniowaniu słonecznym i bilansie radiacyjnym. W latach 1997–2000 dane zbierano z rozdzielczością czasową 1 godziny. W roku 2001 wszystkie stacje zostały wyposażone w modemy telefonii komórkowej GSM, umożliwiające teletransmisję danych w dowolnie wybranym momencie, co z kolei pozwoliło na zmniejszenie rozdzielczości czasowej pomiarów do 1 minuty (Drzeniecka i in. 2002).

Pomiary patrolowe, służące analizie przestrzennej elementów meteorologicznych, prowadzone są za pomocą mobilnych stacji meteorologicznych, umożliwiających pomiary temperatury i wilgotności powietrza w sposób zdalny podczas ruchu pojazdu. Jednostka pomiarowa zamontowana na samochodzie składa się z 2 par osłoniętych przed promieniowaniem i wentylowanych ( $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) czujników PT-100 (pomiar psychrometryczny), umieszczonych

na wysokościach 0,5 i 2 m n.p.g. Receptory zamontowano 0,5 m przed frontem pojazdu w celu uniknięcia wpływu silnika samochodu i gazów spalinyowych. Czujniki połączone są z loggrem i komputerem pokładowym. Pomiaru dokonuje się co 5 sekund podczas ruchu samochodu ze średnią prędkością 30 km/h. Pomiarów dynamiki i struktury UHI dokonywano dwoma metodami:

a) pierwsza polegała na powtarzaniu wyznaczonego trawersu przez miasto wielokrotnie w ciągu nocy (ryc. 4),

b) druga, na objęciu badaniami, w ciągu 3 – godzin sesji pomiarowej, jak największej powierzchni miasta o zróżnicowanym użytkowaniu terenu (ryc. 1). Stało się to realne po uzyskaniu możliwości dokonywania pomiarów 2 mobilnymi stacjami meteorologicznymi.

Cechowanie czujników pomiarowych dokonywane jest raz do roku poprzez porównanie ze wzorcami dostarczonymi przez producenta receptorów. Dodatkowo dokonuje się synchronicznej rejestracji elementów meteorologicznych za pomocą umieszczonych w jednym miejscu stacji meteorologicznych przez okres około 10 dni, a rezultaty pomiarów porównywane są metodami korelacyjnymi.

Jako podstawowej charakterystyki służącej do opisu struktury przestrzennej i czasowej UHI użyto różnic temperatury powietrza pomiędzy stacjami zlokalizowanymi w różnych typach zabudowy (V, IV, III, II) a stacją peryferyjną (I). Analizę czasową przeprowadzono w oparciu o czas środkowoeuropejski (CET).

### 3. CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA I INTENSYWNOŚĆ UHI

Wyspa ciepła jest zjawiskiem typowym w środowisku miejskim, a częstość jej występowania zależy od stopnia zabudowy terenu i odległości od centrum. UHI o intensywności przekraczającej  $0,5^{\circ}\text{C}$  ( $dT_{IV-I} > 0,5$ ) występuje w centrum Wrocławia w ciągu 59% godzin w roku. W typie zabudowy wysokiej  $dT_{III-I} > 0,5^{\circ}\text{C}$  jest obserwowana przez około 43% godzin, a prawie dwukrotnie rzadziej niż w centrum występuje w niskiej zabudowie willowej. Spadek częstości występowania UHI wraz ze zmniejszeniem stopnia zainwestowania jest obserwowany szczególnie wyraźnie przy dużej intensywności UHI ( $> 3,0^{\circ}\text{C}$ ), która w centrum miasta i w zabudowie wysokiej pojawia się odpowiednio w 8% i 5% godzin w roku, zaś sporadycznie w dzielnicy willowej.

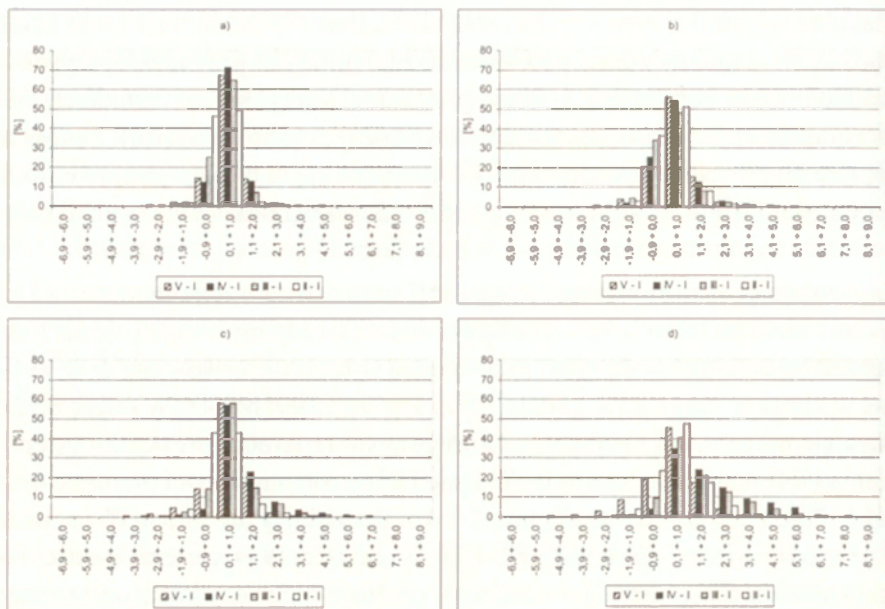
Sytuacje, w których obszar miasta jest chłodniejszy niż tereny pozamiejskie (tzw. jezioro chłodu) występują w centrum w około 12% godzin w roku. Kształtowaniu się ujemnych różnic temperatury powietrza w mieście względem jego peryferii, zwłaszcza w lecie, od wczesnych godzin rannych, sprzyjają

niektóre własności powierzchni miejskich (bezwładność termiczna ścian budynków, znaczny udział powierzchni zacienionych przy niskiej wysokości Słońca nad horyzontem). Zimą, przy mniej korzystnych warunkach meteorologicznych (dużym zachmurzeniu i dużej prędkości wiatru), zwiększa się rola ciepła antropogenicznego. Uwidocznia się to tym, że jezioro chłodu w centrum miasta w zimie pojawia się dwukrotnie rzadziej niż w skali całego roku i trzykrotnie rzadziej niż w lecie (tab. 1).

Analiza częstości występowania UHI umożliwiła udokumentowanie jej rytmu rocznego i dobowego. Wielkości dodatnie rozpatrywanych różnic temperatury powietrza w centrum miasta nocą w lecie obserwowane są w 98%, zaś w zimie w ciągu 95% godzin. W czasie zimowych nocy, w miarę oddalania się od centrum i słabszego zainwestowania terenu, częstość występowania UHI maleje 2–3-krotnie. W lecie UHI o intensywności przekraczającej  $1^{\circ}\text{C}$  ( $dT_{IV-I} \geq 1,0^{\circ}\text{C}$ ) występuje 2-krotnie częściej niż zimą. W centrum pojawia się odpowiednio w 71,8% i 33,4% godzin. Wyspa ciepła o dużej intensywności ( $dT_{IV-I} > 3,0^{\circ}\text{C}$ ) w centrum w czasie letnich nocy jest obserwowana 5-krotnie częściej niż w czasie nocy zimowych. Największa intensywność UHI, przekraczająca  $5^{\circ}\text{C}$ , nocą w lecie w centrum Wrocławia stanowi 7,4% przypadków, a w zabudowie wysokiej 2,1%. Tak intensywnej wyspy nie zaobserwowano natomiast w dzielnicy willowej.

Tabela 1. Częstość [%] różnic temperatury powietrza ( $dT$ ) pomiędzy stacjami miejskimi a stacją peryferyjną w cyklu dobowym i rocznym. Wrocław, kwiecień 1997– marzec 2000

$dT$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]	V-I	IV-I	III-I	II-I	V-I	IV-I	III-I	II-I
	LATO				ZIMA			
	NOC				NOC			
< 0,0	28,2	2,0	6,2	18,4	19,0	5,1	16,8	36,1
0,0–0,5	21,7	10,5	18,7	33,4	26,0	26,0	36,8	44,3
> 0,5	50,1	87,5	75,1	48,2	55,0	68,9	46,7	19,6
> 1,0	27,2	71,8	55,8	29,3	21,2	33,4	22,9	10,3
> 3,0	0,6	29,2	17,1	1,3	1,5	5,9	1,6	0,7
> 5,0	0,0	7,4	2,1	0,0	0,2	1,8	0,0	0,0
	DZIEN				DZIEN			
< 0,0	23,3	25,9	31,8	33,4	13,5	8,7	18,4	31,2
0,0–0,5	30,5	33,2	38,2	38,7	33,2	37,5	50,1	54,5
> 0,5	46,2	40,9	30,0	27,9	53,3	53,8	31,5	14,3
> 1,0	22,3	20,4	14,1	10,7	17,4	15,4	9,8	3,8
> 3,0	1,2	2,6	1,4	0,1	0,2	0,9	0,4	0,1
> 5,0	0,1	0,3	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0



Ryc. 2. Częstość [%] różnic temperatury powietrza pomiędzy stacjami miejskimi a stacją peryferyjną w dzień w porze chłodnej (a) i w porze ciepłej (b) oraz w nocy w porze chłodnej (c) i w porze ciepłej (d). Wrocław, IV 1997 – III 2000

Frequency [%] of the urban-rural air temperature differences by day in cold (a) and warm (b) season and by night in cold (c) and warm (d) season. Wrocław, IV 1997 – III 2000

W porze dziennej uprzywilejowanie termiczne miasta zaznacza się najwyraźniej w zimie. Wielkości dodatnie różnic temperatury powietrza w zimie i w lecie występują odpowiednio w 91,3% i 74,1% godzin. W obszarze zabudowy wysokiej, osiedlowej, analizowane różnice dodatnie w zimie występują o około 13% częściej niż w lecie (odpowiednio 81,6% i 68,2% godzin). Zróznicowanie sezonowe częstości UHI zanika w dzielnicach willowych.

Wyspa ciepła o znacznej intensywności w dziennej i nocnej porze doby, rysuje się wyraźniej w miesiącach letnich. W centrum miasta jej częstość ( $dT_{VI} > 1,0^{\circ}\text{C}$ ) osiąga 20,4% godzin, w zabudowie osiedlowej 14,1% i w dzielnicach willowych 10,7%. Jednocześnie w ciągu dnia letniego, centrum miasta jest prawie 3-krotnie częściej chłodniejsze niż zimą. W miarę oddalania się od centrum sezonowość tego zjawiska jest mniej wyraźna i w typie zabudowy willowej nie występuje.

Szczegółowy obraz przebiegu dobowego i rocznego różnic temperatury powietrza pomiędzy stacjami reprezentującymi różne typy zabudowy miejskiej a strefą podmiejską daje częstość tych różnic w klasach co  $1^{\circ}\text{C}$  (ryc. 2). Krzywa rozkładu częstości godzinnych wielkości omawianych różnic dla



nocy, szczególnie w ciepłej porze roku, charakteryzuje się wysoką asymetrią dodatnią i dużymi wielkościami różnic. W omawianym okresie występowały one w przedziale od  $-6,1^{\circ}\text{C}$  do  $+9,0^{\circ}\text{C}$ , przy czym w porze ciepłej częstość dodatnich różnic temperatury powietrza jest większa niż w porze chłodnej. Uprzywilejowanie termiczne centrum miasta w tym sezonie przejawia się rzadko występującymi małymi różnicami dodatnimi (klasa  $0,1-1,0^{\circ}\text{C}$ ).

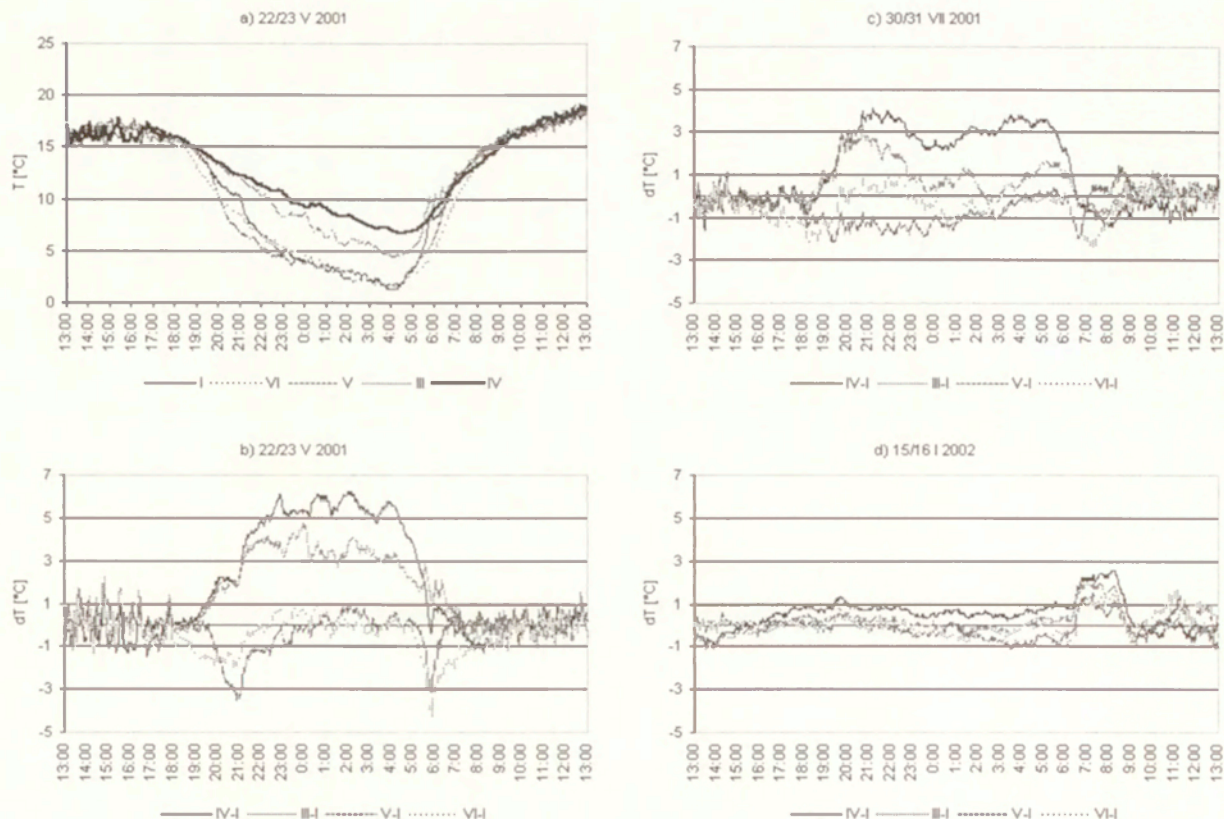
Największa dodatnia różnica temperatury,  $9,0^{\circ}\text{C}$ , wystąpiła 12 IX 1999 r. o godzinie 21<sup>00</sup> w warunkach pogody bezchmurnej i bezwietrznej. Zbliżone wartości zaobserwowano w Moskwie (Shahgedanova i in. 1997) i Chicago (Ackerman 1985) oraz Łodzi (Kłysik, Fortuniak 1999a), a nieco niższe w Krakowie (Lewińska 2000; Lewińska i in. 1982).

#### 4. PRZEBIEG DOBOWY UHI

Rytmika dobowa UHI przejawia się w częstości występowania, intensywności oraz jej długotrwałości. Kształtują ją różnice właściwości fizycznych powierzchni czynnej w mieście i poza jego granicami. Modyfikują one wymianę ciepła i wilgoci pomiędzy podłożem a atmosferą, co decyduje o lokalnej cyrkulacji powietrza i zachmurzeniu oraz innych elementach klimatu lokalnego. Miejska wyspa ciepła w swojej klasycznej postaci, zależy od różnic w strukturze bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych i pozamiejskich, występuje nocą w warunkach pogody bezchmurnej i bezwietrznej. Taka sytuacja miała miejsce z 22 na 23 V 2001r. (ryc. 3), kiedy powstaniu silnej wyspy ciepła sprzyjały warunki synoptyczne i meteorologiczne, od 20 V kształtowane przez układy wysokiego ciśnienia. Początkowo powodowały one napływ mas polarno-kontynentalnych, a następnie powietrza arktycznego. W warunkach małej zawartości pary wodnej w masie arktycznej oraz małego zachmurzenia, główny udział w kształtowaniu cyklu dobowego UHI ma modyfikacja struktury bilansu promieniowania i bilansu ciepła, a w konsekwencji tempa nagrzewania i wychładzania się zróżnicowanych struktur urbanistycznych względem tła pozamiejskiego.

Rolę zróżnicowanego tempa wychładzania w kształtowaniu wyspy ciepła można prześledzić na rycinie 4, który przedstawia UHI o intensywności przekraczającej  $5^{\circ}\text{C}$  o charakterystycznym układzie: „cliff”, „plateau”, „peak” (Oke 1987).

W przebiegu dobowym UHI zaznaczają się trzy fazy: rozwoju, stabilizacji i zaniku wyspy ciepła. Modelową sytuację zaobserwowano 22/23 V 2001. W tym dniu intensywny spadek temperatury powietrza rozpoczął się na około godzinę przed zachodem Słońca ( $19^{\text{56}}$ ). Szybciej na terenach pozamiejskich



Ryc. 3. Przebieg dobowy temperatury powietrza (a) i różnic temperatury pomiędzy stacjami miejskimi a peryferyjną (b, c, d) w wybranych dniach

Daily course of air temperature (a) and air temperature differences (b, c, d) in selected days

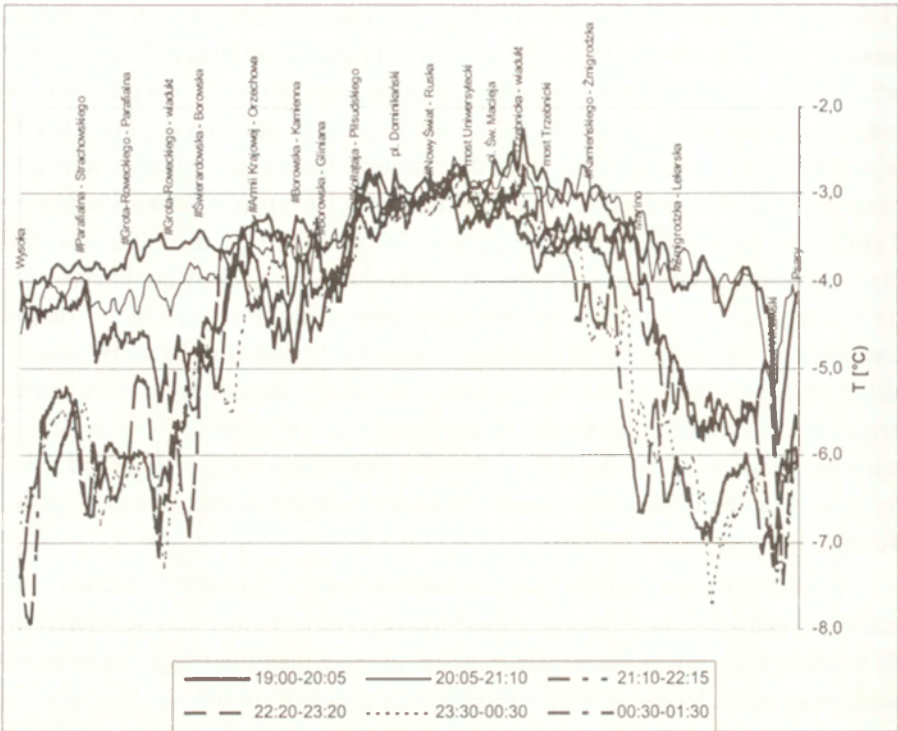
<http://rcin.org.pl>

(3,6°C/h – stacja I), wolniej w intensywnie zagospodarowanych obszarach miasta (1,4°C/h – stacja IV). Po 4 godzinach centrum miasta było cieplejsze o 5,6°C, a w typie zabudowy wysokiej, w odległości około 3,5 km od centrum, różnica temperatury wynosiła 3,2°C. Maksymalne natężenie UHI – 6,1°C wystąpiło około 3 godziny po zachodzie Słońca. Podobne wielkości odnośnie czasu występowania maksymalnej intensywności wyspy ciepła wynoszące 3–5 godzin po zachodzie Słońca podają Oke i Maxwell (1975). Stabilna faza UHI utrzymywała się następnie prawie do wschodu Słońca, kiedy zaobserwowano wystąpienie minimalnej temperatury powietrza. Po wschodzie Słońca nastąpiła szybka redukcja kontrastów termicznych miasto – obszar pozamiejski. Rozwój konwekcji, wymiany turbulencyjnej i wzrost prędkości wiatru prowadził do zaniku uprzywilejowania termicznego miasta. Faza trzecia to poranny gwałtowny zanik UHI. Całkowita likwidacja termicznego uprzywilejowania centrum miasta nastąpiła w analizowanym przypadku po 1 godz. 40 min. po wschodzie Słońca.

Jakkolwiek zjawisko UHI jest charakterystyczne dla całego obszaru miasta, to jej rytm dobowy zależy od najbliższego otoczenia stacji pomiarowej. W dzielnicy willowej, ze względu na lokalizację stacji w bezpośrednim sąsiedztwie parku, tempo spadku temperatury po zachodzie Słońca, było podobne, a nawet większe niż w strefie podmiejskiej, co znalazło odzwierciedlenie w ujemnych różnicach temperatury powietrza.

O intensywności i dynamice UHI w cyklu dobowym, obok takich czynników jak rodzaj podłoża i struktura zabudowy oraz odległość od centrum miasta, decydują warunki pogodowe. Zachmurzenie modyfikuje czas wystąpienia maksimum oraz intensywność UHI. W nocy z 30 na 31 VII 2001 r., przy warunkach synoptycznych potencjalnie sprzyjających powstaniu UHI, występowało zachmurzenie piętra górnego stanowiące prawie połowę pokrycia nieba, w związku z czym, maksymalne natężenie wyspy ciepła osiągnęło tylko 4,1°C (ryc. 3c). Pojawiła się ona zaledwie 1,5 godziny po zachodzie Słońca. Dalszy jej przebieg był modyfikowany w stopniu zależnym od wielkości zachmurzenia. Wyraźnie mniejsza niż w centrum miasta nadwyżka ciepła, wystąpiła w zabudowie wysokiej, zwłaszcza w drugiej połowie nocy.

Z kolei rolę prędkości wiatru w kształtowaniu rytmiki dobowej UHI dokumentuje sytuacja pogodowa w nocy z 15 na 16 I 2002 r. Układ wysokiego ciśnienia kształtował pogodę bezchmurną. Towarzyszyła jej prędkość wiatru rzędu 3 m·s<sup>-1</sup> z kierunku południowo-wschodniego. Wzrost intensywności wyspy ciepła po zachodzie Słońca był bardzo słaby. W ciągu nocy jej intensywność nie przekroczyła 1°C, osiągając maksimum 2,5°C zgodnie z wystąpieniem minimalnej temperatury powietrza. Spadek intensywności UHI po



Ryc. 4. Rozkład temperatury powietrza w profilu S-N. Wrocław, 22/23 XII 2000  
Air temperature distribution along S-N profile. Wrocław, 22/23 XII 2000

wschodzie Słońca jest wyraźniejszy. W godzinach przedpołudniowych miasto jest chłodniejsze niż obszar pozamiejski.

## 5. WARUNKI METEOROLOGICZNE A INTENSYWNOŚĆ UHI

Związki pomiędzy zjawiskiem UHI a warunkami meteorologicznym stanowią jeden z głównych wątków w badaniach klimatu miast (Duckworth, Sandberg 1954; Ackerman 1985; Park 1986; Figuerola, Mazzeo 1998; Kłyśk, Fortuniak 1999c). Wielokrotnie podkreślano destrukcyjny wpływ wiatru i zachmurzenia na wyspę ciepła. Użycie metod regresji pozwalało na wyznaczenie krytycznej prędkości wiatru, przy której wyspa ciepła ulega likwidacji (Oke, Hannell 1973), bądź umożliwiało prześledzenie związków UHI z temperaturą i wilgotnością powietrza (Sundborg 1950).

W świetle wielkości miesięcznych, cykl dobowy i roczny intensywności wyspy ciepła we Wrocławiu cechuje się największą intensywnością w lecie (z maksimum w czerwcu), osiągając w nocy (23<sup>00</sup>–4<sup>00</sup>) przeciętnie 2,4°C. Dwukrotnie słabsza jest natomiast wyspa ciepła w miesiącach zimowych, przeciętnie 1,1°C. Słabo zaznaczone termiczne uprzywilejowanie miasta

( $dT_{IV-I} < 0,5^{\circ}\text{C}$ ) jest cechą charakterystyczną dziennej pory doby, tj. godzin  $11^{00}$ – $15^{00}$  w sezonie chłodnym, zaś  $8^{00}$ – $18^{00}$  w półroczu ciepłym.

Najsilniejszy wpływ na modyfikację pola temperatury powietrza w mieście wywierają prędkość wiatru i zachmurzenie, a zwłaszcza zachmurzenie piętra dolnego. Analiza związku intensywności UHI we Wrocławiu z prędkością wiatru i zachmurzeniem piętra dolnego wykazała, że niezależnie od stopnia zachmurzenia, jej intensywność wynosi przeciętnie 1 – jeżeli prędkość wiatru nie przekracza  $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Dubicka, Szymanowski 2000).

Analizę wpływu sytuacji pogodowej na modyfikację rytmu dobowego i rocznego intensywności UHI przeprowadzono na podstawie czterech grup warunków meteorologicznych, charakteryzowanych przez stopień zachmurzenia piętra dolnego ( $C_L$ ) oraz prędkość wiatru ( $V$ ) w obszarze pozamiejskim (stacja I). Obejmują one:

- grupa I –  $C_L \leq 2/8$ ,  $V \leq 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$
- grupa II –  $C_L \leq 2/8$ ,  $V > 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$
- grupa III –  $C_L > 2/8$ ,  $V \leq 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$
- grupa IV –  $C_L > 2/8$ ,  $V > 2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

Grupa I obejmuje sytuacje pogodowe charakteryzujące się małym zachmurzeniem i prędkością wiatru. Wyspa ciepła osiąga wówczas największą intensywność, a jej maksimum przypada w miesiącach zimowych (styczeń) i wynosi w godzinach  $19^{00}$ – $20^{00}$  przeciętnie ponad  $4^{\circ}\text{C}$  (ryc. 5a). Maksimum drugorzędne zarysowuje się w maju ( $22^{00}$ – $4^{00}$ ), osiągając przeciętnie  $3,6^{\circ}\text{C}$ . Silna wyspa ciepła kształtuje się w lecie (lipiec, sierpień) i wynosi w godzinach nocnych  $3,4^{\circ}\text{C}$ . Przedstawiona modelowa sytuacja dla określonych warunków meteorologicznych wskazuje, że potencjalne warunki kształtowania się wyspy ciepła o dużej intensywności są niezależne od pory roku. Korzystne warunki meteorologiczne – małe zachmurzenie i słaby wiatr warunkują w lecie możliwość akumulacji i wymiany energii w systemie sztuczna powierzchnia czynna – atmosfera. W zimie, znaczącą rolę pełni ponadto emisja ciepła antropogenicznego, szczególnie w centrum Wrocławia, gdzie jego strumień jest ponad 3,5-krotnie większy niż na peryferiach (Chudzia, Dubicka 1998).

Dobowy rytm intensywności wyspy ciepła zaznacza się w ciągu całego roku i wykazuje cechy typowe. W cieplej porze roku szybki wzrost jej intensywności występuje w godzinach  $18^{00}$ – $21^{00}$ . Następuje wówczas największe tempo wychładzania różnych obszarów miasta w zależności od stopnia ich zagospodarowania. Wyspa ciepła stabilizuje się w godzinach  $21^{00}$ – $4^{00}$ . Wyraźny spadek jej intensywności występuje od  $6^{00}$ , osiągając minimum o  $8^{00}$

(0,6°C), kiedy to dochodzi do wytworzenia się jeziora chłodu, szczególnie w lipcu i sierpniu w godzinach 8<sup>00</sup>–11<sup>00</sup>.

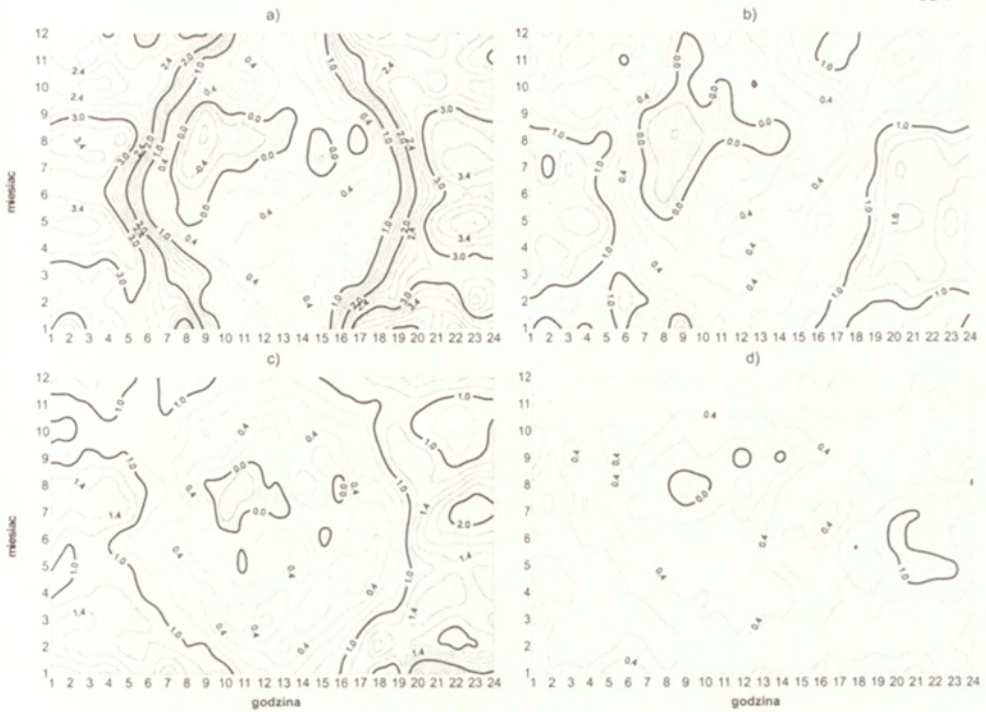
W miesiącach zimowych rozwój UHI następuje w godzinach 16<sup>00</sup>–18<sup>00</sup>, a największa intensywność wyspy ciepła notuje się pomiędzy 19<sup>00</sup> a 3<sup>00</sup>. Redukcja zaznacza się w godzinach 8<sup>00</sup>–10<sup>00</sup>. W godzinach południowych centrum miasta jest cieplejsze przeciętnie o 0,2°C.

Grupa II obejmuje warunki pogodowe pod względem zachmurzenia analogiczne, jak w grupie I, przy prędkości wiatru przekraczającej 2 m·s<sup>-1</sup>. W takim przypadku wyspa ciepła jest słaba. Jej maksimum przypada na maj, a następnie na lipiec, kiedy to osiąga przeciętnie zaledwie 1,4°C (ryc. 5b). W chłodnej porze roku UHI wykształcona jest znacznie słabiej i nie przekracza 1,0°C. W stosunku do intensywności wyspy ciepła kształtującej się w sytuacji meteorologicznej zaliczanej do grupy I, w miesiącach letnich i w zimie jest ona odpowiednio 2,5 oraz prawie 4-krotnie słabsza. Tak silna redukcja UHI w tej porze roku, pomimo 3,5-krotnie większej niż poza sezonem grzewczym emisji ciepła antropogenicznego, jest kształtowana głównie przez warunki meteorologiczne – prędkość wiatru.

W porze dziennej, w przeważającej części roku (maj – grudzień) termiczne uprzywilejowanie miasta zanika, a cykl dobowy UHI, zwłaszcza w chłodnej porze roku, jest słabo zaznaczony.

Grupa III, w przeciwieństwie do dwóch pierwszych, reprezentuje warunki dużego zachmurzenia i małej prędkości wiatru. Pod względem natężenia wyspa ciepła zajmuje miejsce pośrednie pomiędzy najlepiej (grupa I) a słabo wykształconą (grupa II). W cyklu rocznym wykazuje podobieństwo do sytuacji odpowiadającej silnej UHI. Największa jej intensywność przypada w zimie (grudzień) i wynosi przeciętnie 2,8°C (20<sup>00</sup>–22<sup>00</sup>) (ryc. 5c). Maksimum drugorzędne występuje w lecie (lipiec), ale tylko w pierwszej części nocy (22<sup>00</sup>–1<sup>00</sup>) i osiąga 2°C. Zimowe maksimum intensywności UHI wskazuje, że w tej porze roku, przy sprzyjających warunkach synoptycznych (układy wysokiego ciśnienia), mimo dużego zachmurzenia piętra dolnego ( $C_L > 2/8$ ), mała prędkość wiatru ( $V \leq 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) i właściwości fizyczne mas powietrza stwarzają możliwości wystąpienia znacznie silniejszych wysp ciepła niż obserwowano w lecie. Na fakt ten zwracali również uwagę K. Kłysik i K. Fortuniak (1999b).

Grupa IV obejmuje warunki najbardziej niekorzystne dla kształtowania się UHI ( $C_L > 2/8$ ,  $V > 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Pole temperatury zarówno w cyklu dobowym, jak i rocznym jest wówczas bardzo słabo zróżnicowane. Wyspa ciepła przekraczająca średnio 1,0°C różnicy temperatury występuje w okresie od kwietnia



Ryc. 5. Intensywność miejskiej wyspy ciepła ( $dT_{IV}$ ) w cyklu dobowym i rocznym w wybranych warunkach zachmurzenia piętra dolnego ( $C_L$ ) i prędkości wiatru ( $V$ ): a)  $C_L < 2/8$ ,  $V < 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , b)  $C_L < 2/8$ ,  $V > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , c)  $C_L > 2/8$ ,  $V > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , d)  $C_L > 2/8$ ,  $V > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Wrocław, IV 1997 – III 2000

Temporal march of the urban heat island intensity under selected conditions of the low-level cloudiness ( $C_L$ ) and wind speed: a)  $C_L < 2/8$ ,  $V < 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , b)  $C_L < 2/8$ ,  $V > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , c)  $C_L > 2/8$ ,  $V < 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , d)  $C_L > 2/8$ ,  $V > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Wrocław, IV 1997 – III 2000

do lipca. Utrzymuje się wyłącznie w pierwszej części nocy tj. od 20<sup>00</sup> do 21<sup>00</sup> (czerwiec, lipiec) lub 22<sup>00</sup> (maj). Oznacza to, że na redukcję intensywności UHI w sposób zasadniczy wpływa zarówno duże zachmurzenie piętra dolnego, jak i duża prędkość wiatru. Z drugiej strony, pojemność cieplna miasta oraz dodatkowe źródła ciepła antropogenicznego są tak znaczące, że UHI może występować nawet przy całkowitym zachmurzeniu (Dubicka, Szymanowski 2000).

Współdziałanie różnych czynników (np. cechy podłoża miejskiego, zużycie energii w różnych postaciach) oraz warunków pogodowych w kształtowaniu uprzywilejowania termicznego miasta ma charakter addytywny, chociaż udział poszczególnych procesów fizycznych w tworzeniu UHI pozostaje bardzo zmienny w cyklu dobowym i rocznym.

## 6. STRUKTURA PRZESTRZENNA UHI

Miejska wyspa ciepła odznacza się, obok cech uniwersalnych, wspólnych i wszędzie występujących, także pewnymi cechami indywidualnymi, warunkowanymi przez czynniki lokalne takie jak: wielkość emisji ciepła sztucznego, charakter rzeźby terenu, układ urbanistyczny miasta, intensywność zabudowy, rodzaj materiałów konstrukcyjnych (Kłysik, Fortuniak 1999c).

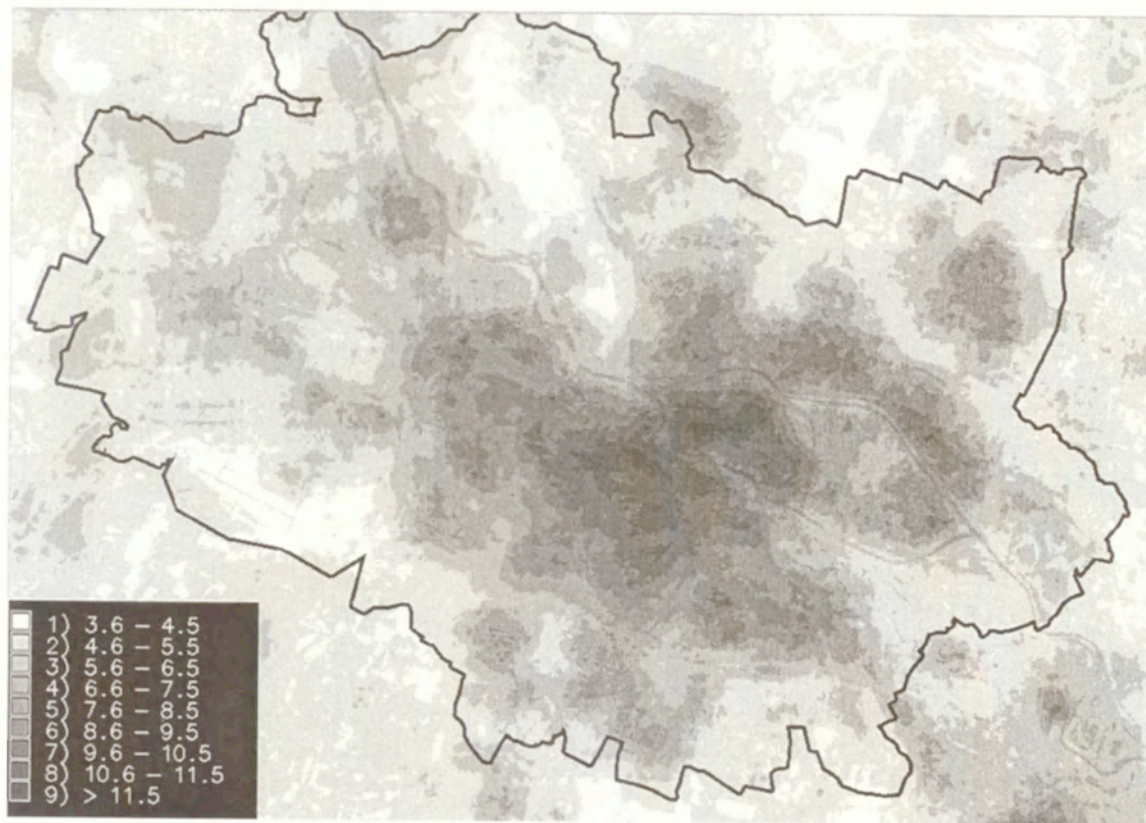
Podstawę analizy struktury przestrzennej UHI stanowią wyniki pomiarów temperatury powietrza za pomocą dwóch mobilnych stacji meteorologicznych w czasie sesji pomiarowych w nocy 22/23 V 2001 r. i 3/4 I 2002 r. Dane z 206 punktów (ryc. 1) zostały zestandaryzowane do określonego momentu przy założeniu nieliniowego tempa wychładzania, wg wskazań automatycznych stacji meteorologicznych zlokalizowanych w różnych typach zabudowy Wrocławia. Na bazie cyfrowej mapy użytkowania terenu (ryc. 1), stworzono empiryczny, regresyjny model rozkładu temperatury powietrza. Jako zmiennych niezależnych użyto wielkości parametrów fizycznych opisujących poszczególne klasy użytkowania terenu:

- szorstkość [cm],
- udział powierzchni sztucznych w danej klasie [%],
- udział powierzchni pokrytych szatą roślinną w danej klasie [%],
- admitancja termiczna [ $J m^{-2} s^{-1.2} K^{-1}$ ],
- misja ciepła antropogenicznego [ $W \cdot m^{-2}$ ],
- znormalizowany indeks wegetacji (NDVI).

Wielkości tych parametrów uzyskano metodami GIS, na podstawie analizy map topograficznych 1:10000, zdjęć satelitarnych (Landsat TM) oraz w oparciu o wcześniejsze publikacje (Szymanowski 2002).

Typowy przykład UHI o bardzo dużej intensywności wystąpił, w opisanej wcześniej, nocy z 22 na 23.05.2001 r., kiedy intensywność UHI o  $24^{00}$ , a więc około 4 godzin po zachodzie Słońca, w najcieplejszej, centralnej części miasta osiągnęła  $8,7^{\circ}C$  (ryc. 6). Poziomy rozkład temperatury powietrza na wysokości 2 m nad poziomem gruntu ściśle nawiązywał do struktury użytkowania terenu i układu urbanistyczno-architektonicznego miasta (ryc. 1). Najniższą temperaturę ( $3,6^{\circ}C$ ) zanotowano w północnej części miasta, na obszarze rozciągających się pomiędzy Odrą a Widawą pól irygacyjnych. Strefa najwyższej temperatury (do  $12,3^{\circ}C$ ) obejmująca centralne rejony miasta, głównie Stare Miasto, charakteryzowała się dwudzielnością spowodowaną obecnością południowego koryta Odry. Badania patrolowe nie wykazały istotnego wpływu ochładzającego samej rzeki w terenie zabudowanym, a obni-





Ryc. 6. Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu, 23 V 2001 0<sup>00</sup> CET  
 The urban heat island of Wrocław, 23 V 2001 0<sup>00</sup> CET

żenie temperatury należy raczej pojmować jako rezultat przerwy w ciągłości zabudowy, czyli pośrednią konsekwencję obecności rzeki. Z charakterystyczną dla centrum miasta, zwartą, 5-kondygnacyjną zabudową o znacznej gęstości związane było jednocześnie najwyższe średnie natężenie UHI ( $6,6^{\circ}\text{C}$  – tab. 2).

Do najchłodniejszych obszarów należały rolnicze i łąkowe tereny peryferii miasta, m.in. rozległe powierzchnie pól irygacyjnych w północnej i lotniska w południowo-zachodniej części miasta. Strefa UHI o intensywności przekraczającej  $4^{\circ}\text{C}$  zajmowała  $62,4\text{ km}^2$  powierzchni miasta tj. ok. 21,3% i nawiązywała do rozmieszczenia zabudowy mieszkalno-przemysłowej. Wyspa ciepła o intensywności powyżej  $7^{\circ}\text{C}$  wykształcała się w 2% powierzchni miasta i obejmowała  $5,9\text{ km}^2$ . Dzielnice i osiedla izolowane od głównego obszaru ciągłej zabudowy, w sprzyjających warunkach meteorologicznych, generowały własne, mniejsze wyspy ciepła w wyniku czego powstała specyficzna, „komórkowa” struktura pola temperatury. Przykładem tego zjawiska były wyspy ciepła osiedli w północno-wschodniej, zachodniej i południowej części miasta. Wyraźne jezioro chłodu tworzyły także rozległe tereny rekreacyjno-parkowe we wschodniej części miasta.

W zimie pole temperatury powietrza wykazuje duże podobieństwo do przypadku z maja 2001 r. Intensywność UHI w nocy 3/4 I 2002 w centrum miasta osiągnęła  $9,1^{\circ}\text{C}$  (ryc.7). W warunkach pogody bezwietrznej i bezchmurnej, kształtowanej w układzie wysokiego ciśnienia, warunkującym napływ mas polarno-kontynentalnych, wystąpiły w nocy silne, poniżej  $-20,0^{\circ}\text{C}$ , spadki temperatury powietrza. Proces wychładzania radiacyjnego

Tabela 2. Intensywność [ $^{\circ}\text{C}$ ] wyspy ciepła we Wrocławiu w klasach użytkowania terenu (opis klas – ryc.1)

Klasa użytkowania	22.05.2001			03.01.2002		
	śr	Max	Min	śr	max	min
1	6.6	8.6	3.0	6.7	8.3	4.4
2	6.2	8.7	4.1	6.4	8.5	3.7
3	5.3	8.4	2.6	5.1	8.1	1.8
4	5.5	8.7	0.9	5.2	8.0	0.1
5	3.7	7.0	0.4	3.6	6.6	1.1
6	3.0	7.6	0.2	3.1	7.9	0.3
7	4.7	8.0	1.1	3.8	7.8	0.3
8	5.2	8.0	2.8	4.6	6.9	2.0
9	3.3	8.2	0.7	2.4	8.1	0.0
10	2.0	4.7	0.4	1.6	4.7	0.0
11	3.7	8.4	0.5	3.9	9.1	0.2
12	2.9	6.7	0.2	3.0	6.7	0.0
13	1.9	7.8	0.2	2.0	8.1	0.0
14	1.9	5.3	0.3	2.0	6.1	0.0
15	4.0	7.7	0.5	4.8	7.8	0.2
16	5.4	7.8	2.0	5.6	8.7	2.0



Ryc. 7. Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu, 4 I 2002 2<sup>00</sup> CET

The urban heat island of Wrocław, 4 I 2002 2<sup>00</sup> CET

podłoża i dolnych warstw atmosfery był modyfikowany przez zalegającą 10-centymetrową warstwę pokrywy śnieżnej, utrzymującą się od końca grudnia 2001 r. oraz silną inwersję temperatury powietrza, która w warstwie 300 m osiągnęła 5°C.

Zróznicowanie poziome temperatury powietrza w mieście było większe niż w maju. Najniższa temperatura (-20,8°C) wystąpiła w północnej części miasta pomiędzy Odrą a Widawą. Najwyższą temperaturę (-11,7°C) odznaczało się Stare Miasto. Obszar wyspy ciepła o intensywności przekraczającej 7°C obejmował 4,7 km<sup>2</sup> (tj. ok. 1,6% powierzchni miasta) i charakteryzował się dwudzielnością, a jego zasadnicza część objęła osiedla położone na południe i na północ od koryta Odry śródmiejskiej. Nieznacznie mniejszy, w stosunku do sytuacji z maja 2001 r., był również obszar UHI o intensywności przekraczającej 4°C, który obejmował 60,3 km<sup>2</sup>, tj. około 20,6% powierzchni miasta.

Wyraźnie zaznaczyła się dwudzielność UHI, przebiegająca wzdłuż koryta Odry, która na skutek zlodzenia była wprawdzie chłodniejsza, nie było to jednak głównym powodem podziału pola temperatury. Dwudzielność UHI wynika z braku zabudowy miejskiej. Potwierdzają to także badania prowadzone przez J. Lewińską (1979) w Krakowie, która nie znalazła znaczącego wpływu rzeki na pole temperatury.

Modyfikacja pola temperatury w stosunku do przypadku z maja 2001 r. wynikała z zmiennego kierunku wiatru. W nocy 3/4 I 2002 dominował wiatr z kierunku północnego, podczas gdy 22/23 V 2001 przeważał wiatr z sektora wschodniego i mimo małych prędkości, w obydwu przypadkach nie przekraczających 3 m·s<sup>-1</sup>, widoczne są znaczące różnice w rozkładzie UHI. W dowietrznej, północnej części miasta słabiej zaznaczyła się specyficzna „komórkowa” struktura pola temperatury. Słabiej zarysowana jest także „klimfowa” część wyspy ciepła od strony dowietrznej, obejmująca północno-zachodnie, północne i północno-wschodnie peryferia obszaru ciągłej zabudowy. Przesunięcie UHI na południe obserwowane jest w części centralnej wyspy. Jednocześnie dzielnice satelitarne położone w dowietrznej części miasta, z uwagi na usuwanie nadwyżki ciepła w procesach turbulencyjnych, ujawniają się jako relatywnie chłodniejsze w porównaniu do dzielnic po stronie zawietrznej. Jako cieplejsze ujawniają się także osiedla, które ze względu na lokalne systemy grzewcze, są źródłem emisji ciepła antropogenicznego. Znacznie mniejszej modyfikacji, z wyjątkiem południowo-wschodniej części miasta, uległ zasięg obszaru chłodu.

Struktura przestrzenna pola temperatury we Wrocławiu nosi cechy typu komórkowej wyspy ciepła, odzwierciedlającej rozkład przestrzenny charak-

terystycznych cech użytkowania terenu. Ze względu na brak zróżnicowania hipsometrycznego terenu badań, struktura urbanistyczna wpływa w dominujący sposób na jego klimat, który tym ostrzej odróżnia się od terenów pozamiejskich im większy jest obszar zabudowy, a kształt miasta jest bardziej zwarty. Komórkowa struktura UHI, kształtująca się w warunkach pogody bezchmurnej i bezwietrznej, odznacza się największym zróżnicowaniem termicznym, a wewnętrzne modyfikacje wyspy ciepła wiążą się z rodzajem użytkowania terenu (Kłysik 1999a). Jako cieplejsze wyróżniają się wówczas poszczególne dzielnice i osiedla, nawet położone peryferyjne względem centrum miasta.

Dotychczasowe badania wskazują, iż struktura UHI powstającej podczas bezchmurnej i bezwietrznej pogody w różnych porach roku odznacza się znacznym podobieństwem, a modyfikacje dotyczą głównie jej intensywności i miejsca występowania najniższej temperatury.

## 7. PODSUMOWANIE

W świetle materiału pomiarowego z lat 1997–2002 można stwierdzić, iż największe natężenie UHI we Wrocławiu osiąga  $9^{\circ}\text{C}$ , ale należy oczekiwać, że zróżnicowanie termiczne na obszarze całego miasta w takich sytuacjach sięga  $11\text{--}12^{\circ}\text{C}$ . Mimo, że najczęściej wyspa ciepła o dużej intensywności pojawia się w letnie noce, to jej maksymalnego natężenia można oczekiwać w każdej porze roku. Warunkiem koniecznym do wystąpienia ekstremalnie silnej wyspy ciepła są sprzyjające warunki meteorologiczne – mała prędkość wiatru ( $V \leq 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) i małe zachmurzenie piętra dolnego ( $C_L \leq 2/8$ ).

Struktura przestrzenna UHI we Wrocławiu ma charakter „komórkowy” i w sposób wyraźny nawiązuje do układu architektoniczno-urbanistycznego miasta. Przekrój poprzeczny wyspy ciepła jest zgodny z opisywanym w literaturze podziałem na: „cliff”, „plateau” i „peak”. Charakterystyczną cechą wrocławskiej UHI jest dwudzielność centralnej części wyspy wywołana przezwą w zabudowie wzdłuż śródmiejskiego koryta Odry.

## LITERATURA

- Ackerman B., 1985, *Temporal march of the Chicago heat island*, J. Clim. Appl. Meteorol., 24, s. 547–554.
- Chudzia D., Dubicka M., 1998, *Przestrzenne zróżnicowanie emisji ciepła antropogenicznego we Wrocławiu*, Acta Univ. Lodziensis, Folia Geogr. Phys., 3, s. 295–305.

- Drzeniecka A., Dubicka M., Netzel P., Pyka J.L., Rosiński D., Sikora S., Szymanowski M., 2002, *System of the meteorological measurements in the city of Wrocław climate researches*, Man and Climate in the 20<sup>th</sup> Century, International Conference, abstract book, s. 37–38.
- Dubicka M., Szymanowski M., 2000, *Struktura miejskiej wyspy ciepła i jej związek z warunkami pogodowymi i urbanistycznymi Wrocławia*, Acta Univ. Wratisl., 2269, Stud. Geogr., 74, s. 99–118.
- Duckworth F.S., Sandberg J.S., 1954, *The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients*, Bull. Am. Met. Soc., 35, s. 198–207.
- Figuerola P.I., Mazzeo N.A., 1998, *Urban-rural temperature differences in Buenos Aires*, Int. J. Climatol., 18, s. 1709–1723.
- Fortuniak K., Kłysik K., 1998, *Intensity of the urban heat island in Łódź under winter conditions and its simple model*, Acta Univ. Lodzianis, Folia Geogr. Phys., 3, s. 83–90.
- Kłysik K., 1998, *Struktura przestrzenna miejskiej wyspy ciepła w Łodzi*, Acta Univ. Lodzianis, Folia Geogr. Phys., 3, s. 385–391.
- Kłysik K., Fortuniak K., 1999a, *Dobowy i roczny cykl występowania miejskiej wyspy ciepła w Łodzi*, Acta Univ. Lodzianis, Folia Geogr. Phys., 3, s. 23–32.
- 1999b, *Intensity of the urban heat island in Łódź under winter conditions and its simple model*, Acta Univ. Lodzianis, Folia Geogr. Phys., 3, s. 83–90.
- 1999c, *Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland*, Atm. Environment, 33, s. 3885–3895.
- Lewińska J., 1979, *Termiczne zanieczyszczenie środowiska na przykładzie regionu krakowskiego*, Folia Geogr., Geogr. Fiz., 12, s. 93–101.
- 2000, *Klimat miasta – zasoby, zagrożenia, kształtowanie*, Inst. Gosp. Przestrzennej i Komunalnej, Kraków, 151 ss.
- Lewińska J., Zgud K., Baścik J., Bartosik J., Czerwieniec M., 1982, *Wpływ miasta na klimat lokalny (na przykładzie aglomeracji krakowskiej)*, Inst. Kształtowania Środowiska, Warszawa, 106 ss.
- Oke T.R., 1987, *Boundary Layer Climates*, 2nd edition, Methuen, London, 435 ss.
- Oke T.R., Hannell F.G., 1973, *The form of the urban heat island in Hamilton, Canada*, WMO Tech. Note, 108, s. 113–126.
- Oke T.R., Maxwell G.B., 1975, *Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver*, Atm. Environment, 9, s. 191–200.
- Park H.-S., 1986, *Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities*, Atm. Environment, 20, s. 1859–1866.
- Shahgedanova M., Burt T.P., Davies T.D., 1997, *Some aspects of three-dimensional heat island in Moscow*, Int. J. Climatol., 17, s. 1451–1465.
- Sundborg A., 1950, *Local climatological studies of the temperature conditions in urban area*, Tellus, 2(3), s. 221–231.
- Szymanowski M., 2002, *Modeling the urban heat island of Wrocław*, Man and Climate in the 20<sup>th</sup> Century, International Conference, abstract book, s. 98–99.

## URBAN HEAT ISLAND IN WROCLAW – SPATIAL AND TEMPORAL STRUCTURE

### Summary

The paper presents a study of the Urban Heat Island (UHI) in Wrocław, Poland. Measurements have been carried from April 1997 to March 2002 using automatic and mobile weather stations. Intensity, frequency, temporal march and dependence on meteorological parameters (wind speed and low-level cloudiness) have been examined. Spatial structure of the UHI has been described in strength of empirical, regression-based model.

The urban heat island (UHI) exceeding  $0.5^{\circ}\text{C}$  is created in the centre of Wrocław during 59%, in taller housing estates – in 43% and in lower residential areas – during 30% of hours in a year. The high intensity of the heat island ( $>3.0^{\circ}\text{C}$ ) at night hours in summer continues in the centre for about 29%, in taller areas – 17% and in the lower regions – slightly above 1% of hours. At night the distribution curve of hourly temperature differences, especially in summer months, is marked by a high positive asymmetry. The biggest temperature difference,  $9.0^{\circ}\text{C}$ , was noted at night on 12 IX 1999 at 9.00 p.m. in calm and cloudless weather.

The area of the UHI with the intensity exceeding  $4.0^{\circ}\text{C}$  covered nearly 21%, and the one exceeding  $7.0^{\circ}\text{C}$  – about 2% of the city's area. In the central regions divided by a cooler area lying in the vicinity of a southern Odra river-bed, the highest temperature was observed. This split in UHI should be explained in terms of a break in compact settlement rather than the cooling effect of the river. The lowest temperature was noted in the northern part of the city – the irrigated fields lying between the Odra and Widawa rivers. The spatial distribution of temperature exemplified the typical „cell” field structure reflecting the differentiation in land use and in the urban layout of the city.

The study carried out up till now reveals that the structure of the UHI created during the cloudless and windless weather in different seasons is marked by a considerable similarity, while modifications concern mainly its intensity and the spot at which the lowest temperature occurred.

*Adres autorów:*

*Maria Dubicka, Mariusz Szymanowski*

*Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Przyrodniczych,  
Uniwersytet Wrocławski  
ul. Koszary 8, 51-670 Wrocław*

*e-mail: szymanna@meteo.uni.wroc.pl*





Józef Korzeniewski, Michał Marosz

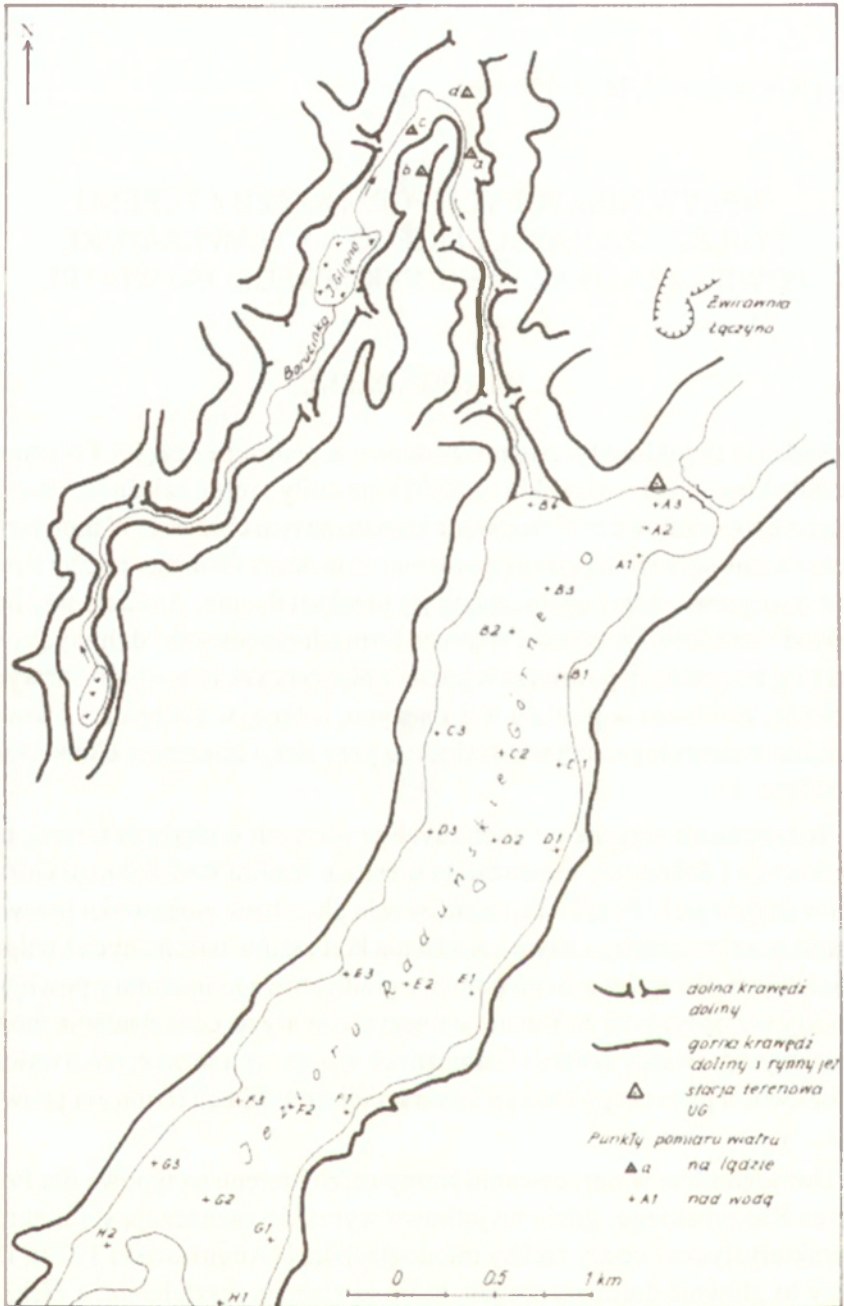
## WPLYW NIEKTÓRYCH FORM RZEŻBY TERENU POJEZIERZA KASZUBSKIEGO NA TEMPERATURĘ POWIETRZA ORAZ KIERUNEK I PRĘDKOŚĆ WIATRU

### 1. WPROWADZENIE

Badania topoklimatyczne prowadzone w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego (Korzeniewski i in. 2001) ujawniły szereg zależności warunkujących topokalowe zróżnicowanie klimatu na tym obszarze. W niniejszym opracowaniu szczególną uwagę zwrócono na niektóre elementy rzeźby terenu oraz następstwa antropogenicznego jej przekształcenia. Analizie poddano rozkład kierunków i prędkości wiatru w formach rynnowych i dolinnych oraz przebieg temperatury powietrza w jednej z nieczynnych nisz wyrobiskowych, rozległej żwirowni w pobliżu wsi Łączyno, leżącej w odległości 1 km od ogródka meteorologicznego istniejącego przy stacji terenowej UG w Borucinie (ryc. 1).

Rozpoznanie stosunków wietrznych w formach wklęsłych terenu, tzn. rynnowych i dolinnych, prowadzone w rymnie Jeziora Raduńskiego Górnego i w dolinie rzeki Borucinki, miało na celu określenie możliwości przewietrzania oraz związanego z tym łagodzenia kontrastów termicznych i wilgotnościowych. Przeprowadzone pomiary gradientowe temperatury powietrza w niszy wyrobiskowej żwirowni w Łączynie miały na celu zbadanie możliwości występowania inwersji termicznych w tego typu formie, ich trwałości i możliwości pionowego zasięgu inwersyjnej stratyfikacji termicznej powietrza.

Uwzględnione w opracowaniu formy rzeźby terenu są typowe dla Pojezierza Kaszubskiego, gdzie wyjątkowo wyraźnie zaznaczają się niektóre charakterystyczne cechy rzeźby młodoglacjalnej (Augustowski 1979). Dotyczy to głównie dolin rzecznych, które są słabo wykształcone, a rzeki na długich odcinkach swojego biegu wykorzystują rynny polodowcowe (Drwal i in. 1973). Stąd doliny te charakteryzują się dużą zmiennością szerokości dna i nagłymi zmianami kierunku, nierzadko przekraczającymi 90°, a w skrajnych



Ryc. 1. Położenie obszaru badań  
Location of the investigated area

przypadkach dochodzącymi nawet do 180°. Jednocześnie podłoże, zbudowane z piasków i żwirów, umożliwia intensywną erozję wgłębną, dlatego profil poprzeczny dolin rzecznych przechodzi często od form o wspomnianych uprzednio szerokich dnach do form V-kształtnych.

Charakter podłoża stał się także przyczyną powstania wklęsłych form antropogenicznych w postaci wyrobisk poeksploatacyjnych piasku i żwiru. Poza żwirowniami, gdzie prowadzona jest eksploatacja na skalę przemysłową, na Pojezierzu Kaszubskim licznie występują stosunkowo niewielkie odłoneżenia, w których, w wyniku niekontrolowanego, dorywczego pozyskiwania piasku lub żwiru oraz naturalnych procesów stokowych, wytwarzają się otwarte z jednej strony zagłębienia o stromych, częściowo ruchomych zboczach.

Wszystkie pomiary prędkości wiatru w terenie wykonywano na wysokości 2 m nad gruntem przy użyciu ręcznych anemometrów momentowych (typ AN-4201). Kierunki wiatru określono za pomocą płetwy kierunkowej zamontowanej na przenośnym maszcie, powyżej rotora anemomentru. Uzyskane wyniki, odnoszono do wartości notowanych na stacji terenowej UG w Borucinie przy użyciu anemorumbometru (M-47) ustawionego na wysokości 15 m nad poziomem gruntu. Prędkość wiatru z tego punktu pomiarowego była zredukowana do wysokości 2 m za pomocą wzoru:

$$V_z = V_w \left( \frac{h_z}{h_w} \right)^{\frac{1}{5}}$$

gdzie:

$V_z$  – prędkość wiatru na szukanej wysokości  $h_z$

$V_w$  – prędkość wiatru na wysokości anemometru  $h_w$

## 2. WYNIKI

### 2.1. KIERUNEK I PRĘDKOŚĆ WIATRU

Porównanie średnich prędkości wiatru na tej samej wysokości, uzyskiwanych przy użyciu anemorumbometru stacyjnego i anemometru ręcznego, stosowanego do pomiarów patrolowych wykazało różnice, nie przekraczające 5%, bez wyraźnej tendencji względnego obniżania, bądź podwyższania wskazań przez którykolwiek z tych przyrządów. Rozkład kierunków wiatru zarów-

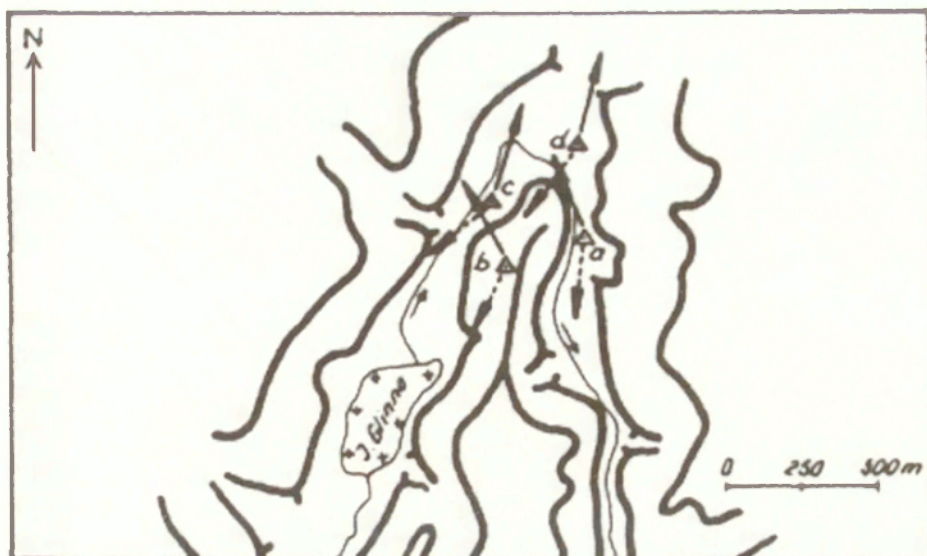
no w dolinie Borucinki (ryc. 2), jak i nad lustrem wody jeziora Raduńskiego Górnego (ryc. 3) wskazują, że w obu przypadkach dostosowuje się on do przebiegu tych form. Bardziej złożone jest przestrzenne zróżnicowanie prędkości wiatru.

Prędkość wiatru w dolinie Borucinki badano przy dwóch jego kierunkach, notowanych na stacji w Borucinie, to znaczy: SE i N. Przy wietrze z kierunku SE największe prędkości wiatru notowano na górnej krawędzi zbocza doliny (ryc. 4 – punkt b). Zwraca uwagę stosunkowo niewielka prędkość wiatru w zwężeniu doliny, pomimo zgodności kierunku jej przebiegu z kierunkiem wiatru. Przyczyn takiego stanu można upatrywać w dużej szorstkości podłoża – dno doliny w wielu miejscach porośnięte jest krzewami o wysokości 3–4 m, a zbocza – pojedynczymi kępami drzew o dużej zwartości koron.

Przy wietrze z kierunku N (ryc. 5) prędkość wiatru w dolinie Borucinki (posterunki c, d) była wyraźnie wyższa niż na stacji w Borucinie. Wynika to ze specyfiki położenia stacji, która przy tym kierunku wiatru znajduje się w cieniu aerodynamicznym wysokiego w tym miejscu (powyżej 40 m) zbocza rynny. Stąd przy prędkości poniżej  $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  na górnej krawędzi rynny, anemorumbometr stacyjny wskazuje ciszę.

Prędkość wiatru nad Jeziorem Raduńskim Górnym (2 m nad powierzchnią wody) przedstawiono za pomocą izolinii, obrazujących względne wartości prędkości wiatru (%), w odniesieniu do wskazań anemorumbometru na stacji w Borucinie, na wysokości 18 m nad powierzchnią wodną jeziora (ryc. 3). Wartości te przyjęto jako 100%. Pomiary prowadzono w dniu 18.08.2001 przy wietrze N i względnie stałej jego prędkości ( $2\text{--}5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), notowanej na stacji.

Rozkład prędkości wiatru w tym przypadku wykazuje kilka typowych prawidłowości, aczkolwiek pojawiają się także wartości zaskakujące. Północny kraniec jeziora odznacza się bardzo niskimi wartościami prędkości wiatru, które jednak szybko rosną, w miarę zmniejszania się cienia aerodynamicznego wysokiego zbocza rynny. Przy wietrze N, począwszy od około 1/3 długości jeziora, prędkość wiatru stabilizuje się; największa prędkość występuje wzdłuż środka jeziora, spada w miarę przesuwania się ku jego brzegom. Bardzo mała (poniżej 20%) jest względna prędkość wiatru przy ujściu Borucinki. Spowodowane jest to faktem, iż dno doliny na odcinku blisko pół kilometra jest tu porośnięte gęstym lasem olchowym o wysokości 13–15 m. Wyjście poza strefę oddziaływania lasu, na przedłużeniu doliny Borucinki skutkuje silnym (powyżej 100%) wzrostem prędkości wiatru. Drugim miejscem, w którym prędkość wiatru przekracza notowaną na stacji w Borucinie, jest zwężenie rynny jeziornej na przeciwległym krańcu jeziora. Możliwe, że występujący w rynnach efekt zbliżony do tunelowej najsilniej zaznaczył się



Ryc. 2. Kierunki wiatru w dolinie Borucinki przy wietrze z kierunków: SE i N, notowanych na stacji w Borucinie

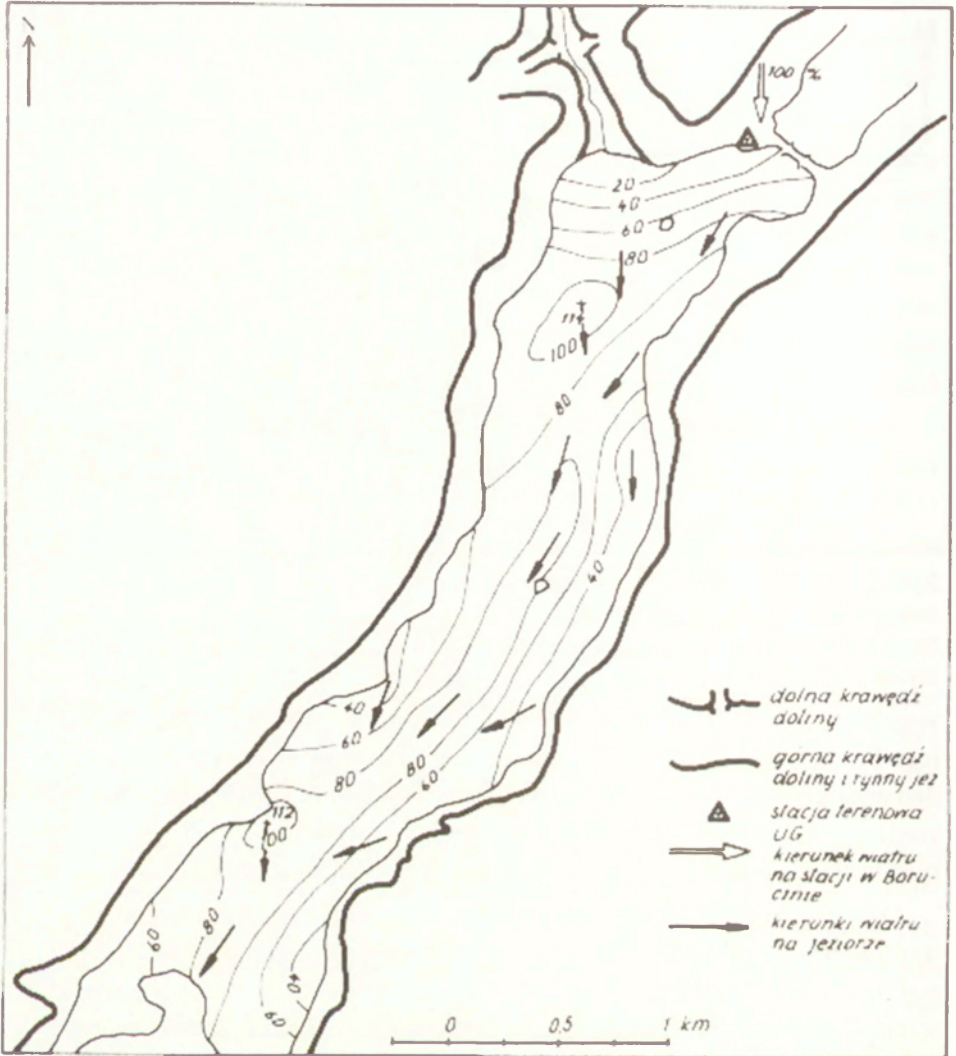
Wind directions in the Borucinka valley while wind directions: SE and N, recorded at Borucino station

w pobliżu wysuniętego w głąb jeziora cypla, znajdującego się na zachodnim jego brzegu. Należy przy tym zaznaczyć, że zachodni brzeg jeziora jest bardzo wysoki i stromy, a zbocze porośnięte jest zwartym, wysokim lasem. Przeciwległy brzeg wschodni jest natomiast kilkakrotnie niższy i otwarty a granica lasu przebiega w odległości około 1 km od brzegu jeziora.

Ogólnie biorąc, stosunki wietrzne na badanym obszarze są, obok cech morfometrycznych, uwarunkowane pokryciem terenu średnią i wysoką roślinnością. Na łądzie (dolina Borucinki), bez względu na kierunek wiatru, ma miejsce zmniejszenie jego prędkości związane ze znaczną szorstkością podłoża, natomiast zwarty, wysoki drzewostan, porastający zbocza rynny, przy wietrze wiejącym wzdłuż jeziora, może w sposób pośredni przyczynić się do wzrostu jego prędkości nad powierzchnią wodną. Można przyjąć, że w tym przypadku las powoduje względne powiększenie zarysu formy terenu, wymuszającej przyspieszenie prędkości ruchu powietrza.

## 2.2. TEMPERATURA POWIETRZA

Gradientowe pomiary temperatury powietrza prowadzono w dniu 23 i 24.08.2001, w poeksploatacyjnej niszy wyrobiskowej, mającej kształt niecki otwartej w kierunku północnym. Jej głębokość wynosi 11 m, średnica dna



Ryc. 3. Kierunki i prędkość wiatru na jeziorze Raduńskim Górnym  
Wind direction and velocity over the Raduńskie Górne Lake

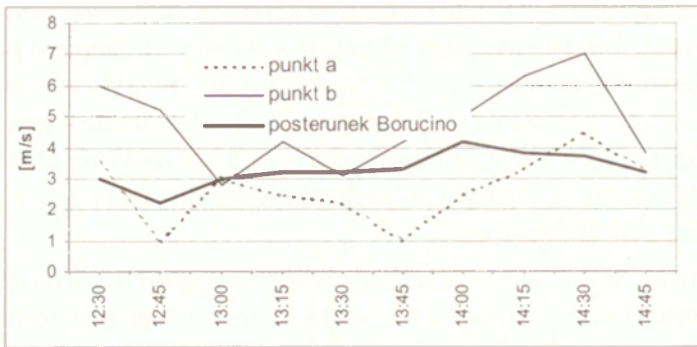
25 m a nachylenie zboczy 60–65°. Odczyty z elektronicznych czujników temperatury przytwierdzonych do masztu na wysokościach: 0,5, 1,0, 1,5, 2,5, 3,5, 4,5 m, wykonywano co godzinę, w ciągu jednej doby. Dodatkowo, także co godzinę, dokonywano odczytu temperatury gruntu w dnie niecki na głębokości 5 cm. Jednocześnie prowadzono pomiary psychrometrem aspiracyjnym Asmanna na wysokości 0,5 m nad poziomem gruntu na dnie niecki i na takiej samej wysokości, na jej górnej krawędzi. Pogodę w czasie pomiarów z dnia 23.08. 2001 można zaliczyć do radiacyjnej, natomiast z następnego dnia do

zbliżonej do radiacyjnej. Charakteryzowała się stosunkowo dużym zachmurzeniem (6/10–8/10 pokrycia nieba) przez chmury Ci. Dopiero po godzinie 16<sup>00</sup> pojawiły się chmury As, które do godziny 20<sup>00</sup> pokryły całe niebo. Usłonecznienie rzeczywiste na stacji terenowej UG w Borucinie wynosiło w dniu 23.08.2001 – 10,9 h, a w dniu następnym – 5,5 h. Przez cały czas pomiarów prędkość wiatru na otwartej przestrzeni nie przekraczała  $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , w niecce natomiast była zbliżona do 0.

Porównanie dobowego przebiegu temperatury powietrza na dnie niecki i na jej górnej krawędzi (ryc. 6) wskazuje, że nocą w tego typu formach antropogenicznych, w okresie letnim, nie tworzy się zastoisko chłodnego powietrza. Niższa temperatura powietrza przy dnie niecki (0,5 m n.p.g.) zaznaczyła się na krótko w godzinach nocnych (24<sup>00</sup>–02<sup>00</sup>) oraz w godzinach porannych i przedpołudniowych (05<sup>00</sup>–11<sup>00</sup>). Różnice temperatury były jednak w tym czasie niewielkie – nie przekraczały  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Przyczyn takiego stanu można upatrywać w dużej akumulacji ciepła w podłożu, co przy prawie całkowitym braku turbulencyjnej wymiany ciepła między podłożem i atmosferą w niecce sprawia, iż przez większą część doby temperatura podłoża jest tu zdecydowanie wyższa od temperatury powietrza. Niewiele niższa temperatura powietrza w niecce w porównaniu do temperatury poza jej górną krawędzią, uwarunkowana jest jak się wydaje zasłonięciem horyzontu fizycznego, przez co opóźniony jest termiczny efekt insolacji w dolnej partii niecki.

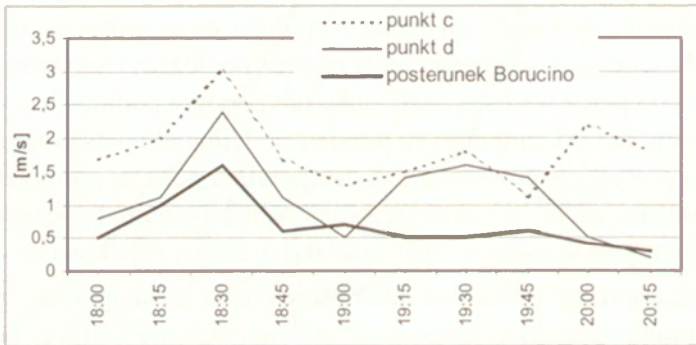
Duża akumulacja i powolne oddawanie ciepła przez podłoże wpływają także na pionowy rozkład temperatury powietrza w niecce (ryc. 7). Wyrażna, aczkolwiek krótkotrwała i obejmująca cienką warstwę powietrza, inwersja w godzinach nocnych i porannych (godz. 2<sup>00</sup> i godz. 6<sup>00</sup>) zaznaczyła się od wysokości 1 m n.p.g., a wzrost temperatury utrzymywał się do 2,5 m n.p.g., przy czym różnice temperatury w tej warstwie powietrza nie przekraczały  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Inaczej przedstawiał się pionowy rozkład temperatury powietrza o godzinie 12<sup>00</sup>, kiedy temperatura gruntu w dnie niecki była taka sama jak temperatura powietrza na jej górnej krawędzi ( $19,6^{\circ}\text{C}$ ). Z uwagi na znikomą turbulencyjną wymianę ciepła można założyć, iż wartości temperatury powietrza przy powierzchni niecki będą zbliżone do temperatury gruntu. Inwersyjny układ temperatury zaczynał się od podłoża i był bardzo wyraźny, sięgając 1,5 m n. p. g. W warstwie od 0,5 do 1,5 m n.p.g. temperatura powietrza wzrosła o blisko  $2,5^{\circ}\text{C}$ .

Powyższe rozważania wykazują, iż stosunki termiczne w antropogenicznych, wklęsłych formach terenu, determinowane są w głównej mierze turbulencyjną wymianą ciepła między podłożem i atmosferą oraz dopływem promieniowania bezpośredniego do dna i zboczy, uwarunkowanego zasłonięciem



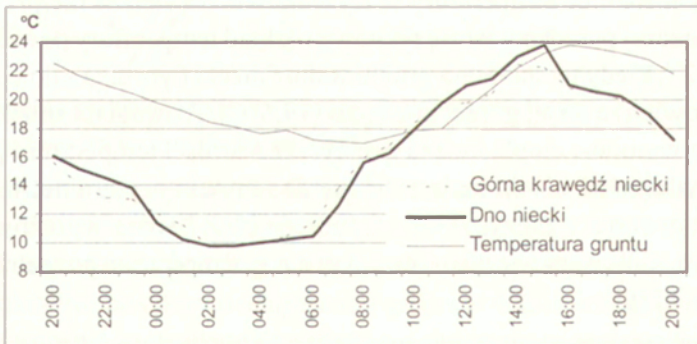
Ryc. 4. Prędkość wiatru w dolinie Borucinki przy wietrze z kierunku SE notowanym na stacji terenowej w Borucinie (22.08.1997)

Wind velocity in the Borucinka valley (while wind direction recorded at Borucino station - SE)



Ryc. 5. Prędkość wiatru w dolinie Borucinki przy wietrze z kierunku N notowanym na stacji terenowej w Borucinie (23.08.1997)

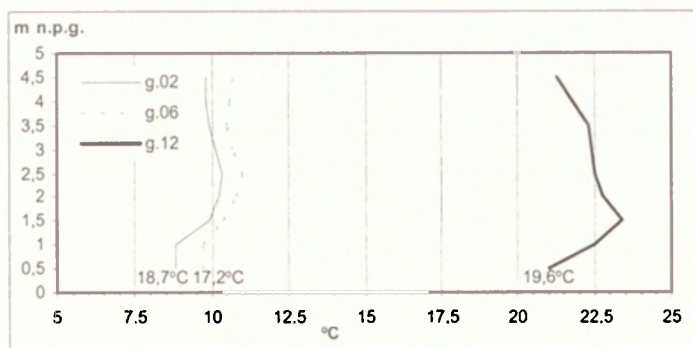
Wind velocity in the Borucinka valley (while wind direction recorded at Borucino station - N)



Ryc. 6. Przebieg temperatury powietrza na wysokości 0,5 m n.p.g. i temperatury gruntu na głębokości 5 cm (23–24.08.2001)

Air temperature course at 0,5 m over the ground surface and ground temperature at depth 5 cm (23–24.08.2001)





Ryc. 7. Pionowy rozkład temperatury powietrza w niecce żwirowni (pod wykresem podano temperaturę gruntu)

Vertical air temperature profile in the quarry depression (ground temperatures were printed under the graph)

horyzontu fizycznego. Dodatkowymi czynnikami są: stopień nagrzania i pojemność cieplna podłoża, co wiąże się z ubogą zazwyczaj roślinnością lub jej brakiem, szczególnie na zboczach tego typu form.

### 3. PODSUMOWANIE

Reasumując należy stwierdzić, że kierunek i prędkość wiatru na Pojezierzu Kaszubskim, z uwagi na wielość czynników wpływających na jego modyfikację jest elementem meteorologicznym o dużej złożoności. Poprawność metodyczna przy badaniu stosunków wietrznych w skali szczegółowej wymaga istnienia posterunku pomiarowego, reprezentującego obszar, nad którym przepływ powietrza zachodzi w sposób niezaburzony przez czynniki lokalne. Wobec braku możliwości uruchomienia takiego posterunku w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, w przewidywanych dalszych badaniach stosunków wietrznych, autorzy rozważają możliwość wykorzystania danych z Reanalizy NCEP/NCAR, które pozwolą z wystarczającą dokładnością określić kierunek makroskalowego przepływu powietrza nad obszarem badań. Wartość ta stanowiłaby punkt odniesienia dla wyników uzyskanych drogą pomiarów instrumentalnych w terenie.

Rola wiatru jako czynnika warunkującego między innymi turbulencyjną wymianę ciepła między podłożem i atmosferą jest powszechnie znana (Paszyński 1980). Termiczne skutki braku tego czynnika określone zostały w niniejszym opracowaniu podczas analizy pionowego rozkładu temperatury powietrza w niecce żwirowni. Można przyjąć, iż podobny przebieg pionowego rozkładu temperatury powietrza ma miejsce także na terenie wspomnianych uprzednio odsłoneń, gdzie dorywcze i nieuporządkowane pozyskiwanie pia-

sku lub żwiru, upodobniło je do poeksploatacyjnej niecki żwirowni. Jest także możliwe, że podobne cechy termiczne mogą mieć miejsce w licznych na Pojezierzu Kaszubskim, drobnych zagłębieniach bezodpływowych, aczkolwiek dotyczyć to może tylko tych zagłębień, które są odpowiednio głębokie, a podłoże budujące ich dno – względnie suche.

### LITERATURA:

- Armand D.L., 1980, *Nauka o krajobrazie*, PWN, Warszawa, 335 ss.
- Augustowski B. (red), 1979, *Pojezierze Kaszubskie*, GTN, Gdańsk, s. 56–63.
- Burman E.A., 1969, *Mestnyje vetry*, Leningrad.
- Drwal J., Gołbiewski R., Lange W., 1973, *Dorzecze Borucinki jako przykład zlewni reprezentatywnej Pojezierza Kaszubskiego*, Zeszyty Naukowe UG, Seria Geografia, 3, s. 60–62.
- Kłysik K., 1980, *Znaczenie rzeźby terenu w formowaniu termiczno-wilgotnościowej struktury warstwy granicznej*, [w:] M. Kluge (red.), *Metody opracowań topoklimatycznych*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 3, s. 72–83.
- Korzeniewski J., Trapp J.A., Wyszowski A., 2001, *Problem granic typów topoklimatu w świetle wyników badań prowadzonych na Pojezierzu Kaszubskim*, [w:] M. Kuchcik (red.), *Współczesne badania topoklimatyczne*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 23, Warszawa, s. 153–166.
- Kwiecień K., Taranowska S., 1974, *Warunki klimatyczne*, Studium Geogr.-Przyr. i Ekon. woj. gdańskiego, GTN, Gdańsk, s. 91–143.
- Paszyński J., 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych*, [w:] M. Kluge (red.), *Metody opracowań topoklimatycznych*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 3, s. 13–28.

### THE INFLUENCE OF RELIEF IN KASHUBIAN LAKE DISTRICT ON THE AIR TEMPERATURE, WIND SPEED AND WIND DIRECTIONS

#### Summary

The Kashubian Lake District, especially its central part, is characterized by the exceptionally high relief differentiation. It mainly concerns the channel-lakes and valley forms and also – typical for this part of the lake district – anthropogenic depressions. This paper deals with the wind direction and speed over the surface of the channel-lake Radunskie Gorne and in the valley of the river Borucinka flowing into it. Second matter is the thermal conditions in the anthropogenic non-operational quarry depression.

The result of the measurements proved great coincidence of wind direction with the main relief forms (channel-lakes, river valleys) as well as considerable differences between the wind speed over the water surface of the lake and inland in the Boru-

cinka Valley. The results proved that the wind velocity over the lake surface is determined by the height of the slopes of the channel relief form, shoreline and the forestation of the area in the vicinity of it. However, in the valley the wind velocity is rather determined by the land use which influences the surface roughness conditions. The measurements of the vertical temperature profile in the quarry depression proved no evidence of the cold air pool stagnation near the bottom. It seems to be connected with little ability for the wind to penetrate such forms, which causes exceptionally efficient decrease of turbulent heat exchange flux between the surface and the atmosphere.

*Adres autorów:*

*Józef Korzeniewski, Michał Marosz*

*Katedra Meteorologii i Klimatologii, Wydział Biologii, Geografii i Oceanologii,  
Uniwersytet Gdański*

*e-mail: mich@ugklimat.use.pl;  
geocelt@univ.gda.pl*



Magdalena Kuchcik

## WARUNKI TOPOKLIMATYCZNE W RÓŻNYCH DZIELNICACH WARSZAWY

### I. WPROWADZENIE

Klimat Warszawy jest już od lat 70. przedmiotem działalności badawczej Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN. Efektem tych badań było syntetyczne opracowanie: *Atlas Warszawy*, 4 zeszyt, autorstwa T. Kozłowskiej-Szczęsnej, K. Błażejczyka oraz B. Krawczyk, które jednakże opiera się w większości na danych z kilku stacji meteorologicznych położonych w mieście oraz w jego pobliżu. Kontynuacją badań klimatu Warszawy w skali szczegółowej, z zagęszczeniem sieci pomiarowej oraz uwzględnieniem warunków odczuwalnych w mieście jest projekt badawczy: „*Wpływ czynników cyrkulacyjnych i lokalnych na warunki bioklimatyczne w terenach zurbanizowanych (na przykładzie aglomeracji warszawskiej)*” realizowany pod kierunkiem K. Błażejczyka. Przedstawione w artykule badania, prowadzone przy współpracy Oddziału Architektury Krajobrazu SGGW, stanowią fragment tego projektu.

Opracowania klimatu Warszawy wykonane w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego, oparte na seriach wieloletnich obserwacji meteorologicznych, były szeroko publikowane (Kossowska 1973, Boryczka i in. 2000). Z kolei wyniki badań zróżnicowania topoklimatycznego miasta, prowadzone w wybranych dzielnicach lub na wyznaczonych profilach, które odbywały się najczęściej w ramach praktyk studenckich, były publikowane niezmiernie rzadko (Stopa-Boryczka 1992, 2001). Ekspansja miasta na tereny otaczające oraz przekształcanie środowiska naturalnego w jego obrębie powodują, że przy podejmowaniu nowych projektów dotyczących funkcjonowania środowiska przyrodniczego Warszawy konieczna staje się aktualna analiza topoklimatów.

Pewne cechy klimatu miasta, takie jak wzrost temperatury powietrza w stosunku do obszarów pozamiejskich, redukcja prędkości umiarkowanego i silnego wiatru makroskalowego oraz nasilenie lokalnych ruchów powietrza w czasie pogody bezwietrznej obserwowane są także w Warszawie (Lewiń-

ska 2000). Średnia roczna temperatura powietrza w centrum Warszawy jest o 2°C wyższa niż na przedmieściach miasta, a różnica temperatury w zimie, w wybranych dniach, sięga nawet 10,8°C (Wawer 1997). Duża szorstkość podłoża w mieście powoduje zmiany kierunku wiatru oraz jego prędkości w porównaniu z warunkami poza miastem. W Warszawie, w wyniku zniszczenia miasta w czasie II Wojny Światowej i późniejszej odbudowy w ostatnich 50 latach, wpływ zabudowy na warunki anemologiczne jest szczególnie wyraźny (Kossowska-Cezak 1999). W latach 50. prędkość wiatru w centrum miasta osiągała 78% wartości notowanej na stacji Okęcie, a już w latach 70. jedynie 43%, przy czym w mieście wzrosła częstość cisz atmosferycznych. Wyniki te opierają się na standardowych pomiarach na stacjach meteorologicznych, dlatego też przedstawione w artykule rezultaty badań topoklimatycznych, wykonywanych w nieco odmienny sposób będą się od nich różnić.

## 2. MATERIAŁ I METODA

Celem pracy jest ocena warunków bioklimatycznych w różnych jednostkach strukturalnych, reprezentatywnych dla dużego miasta, a różniących się m.in. pokryciem terenu i sposobem jego użytkowania.

Pomiary topoklimatyczne prowadzone były w okresie od 26 czerwca do 1 lipca 2000 roku. W 3 wybranych transektach wyznaczono 30 stanowisk pomiarowych, reprezentujących różnej wielkości parki, las na Kole, różnego rodzaju osiedla mieszkaniowe, zwartą zabudowę śródmiejską, tereny przemysłowe, dolinę Wisły oraz tereny otwarte, położone zarówno wewnątrz miasta, jak i na jego obrzeżu (tab. 1). W dniach 26 i 27 czerwca pomiary odbywały się w 10 punktach w zachodniej części miasta, w dzielnicy Wola, 28 i 29 czerwca – w centrum Warszawy, a 30 czerwca oraz 1 lipca, na południu Warszawy (Siekierki, Stegny, Służew). W godzinach 7–19, co 15 minut mierzone były: temperatura powietrza, prędkość wiatru oraz temperatura odczuwalna ( $T_c$ ).

Pomiary prowadzone były na wysokości 150 cm nad gruntem, za pomocą anemometru Robinsona, psychrometru Assmanna oraz miernika odczuć cieplnych (stalowy cylinder o średnicy 80 mm i wysokości 110 mm z umieszczonym wewnątrz czujnikiem termometru). Ten analogowy przyrząd, skonstruowany przez B.A. Azjenstata służy do określenia ewaporacyjnych strat ciepła z organizmu w suchym i gorącym klimacie Azji. W warunkach polskich jego wskazania wykazują silną korelację z temperaturą skóry człowieka (Błażejczyk 1990) oraz wskaźnikami bioklimatycznymi opartymi na bilansie ciepl-

Tabela 1. Opis stanowisk pomiarowych

Nr	Wola (26–27.06.2000)	Śródmieście (28–29.06.2000)	Mokotów (30.06–01.07.2000)
1	Park Moczydło – między jeziorkami	podwórko IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55	Służew, taras nad Służewką, teren otwarty w dolinie
2	Park Moczydło – wzniesienie	ul. Świętokrzyska, południowa strona, skwer przy fontannie	Służew, zabudowa 10-piętrowa
3	Park Moczydło – duży trawnik	ul. Świętokrzyska, północna strona, chodnik	Służew, odkryte wzniesienie
4	las na Kole	Ogród Saski – duży skwer	teren otwarty, trawnik
5	zabudowa 4-piętrowa, z gęstą roślinnością średnią i wysoką	gęsta zabudowa śródmiejska, chodnik	nieużytki nad Jeziorkiem Czerniakowskim
6	teren otwarty, obok tory kolejowe i ogródki działkowe	skwer za Akademią Medyczną, na Skarpie Wiślanej	Sadyba, zabudowa jednorodzinna, zwarta
7	osiedle Górczewska, zabudowa 10 piętrowa	skwer, u podnóża Skarpy Wiślanej	ogródki działkowe
8	zachodnie obrzeża miasta, teren otwarty	Powisłe, parking na podwórzu budynków o różnej wysokości	Siekierki, odkryte tereny przemysłowe
9	bocznica kolejowa Dworca Zach.	teren otwarty, lewy brzeg Wisły	taras zalewowy, brzeg Wisły, zarośla nadrzeczne
10	magazyny przemysłowe	zadrzewiony prawy brzeg Wisły	taras nadzalewowy, teren odkryty

nym człowieka (Błażejczyk 2002) i dlatego wykorzystywany jest do oceny odczuć cieplnych.

Warunki odczuwalne scharakteryzowano także na podstawie temperatury efektywnej (obliczonej wg wzoru A. Missenarda), którą przedstawiono w skali odczuwalności cieplnej (Baranowska i in. 1986).

### 3. WYNIKI

W czasie wykonywanych pomiarów pogodę w Warszawie kształtował płytki układ wyżowy (26–27.06) odpowiedzialny za napływ nad Polskę zimnego powietrza arktycznego (27.06–1.07) oraz głęboki niż z centrum nad Półwyspem Skandynawskim (od 28.06), który spowodował duże średnie dobowe zachmurzenie (7/8), przelotne opady, znaczną prędkość wiatru oraz spadek średniej temperatury powietrza. Dlatego też, ten okres badań był chłodniejszy i bardziej wietrzny w porównaniu ze średnimi warunkami pogodowymi w czerwcu (tab. 2), średnia dobowa temperatura powietrza wynosiła 13°C i była niższa o 4,8°C w porównaniu ze średnią temperaturą powietrza w czerwcu, zaś średnia dobowa prędkość wiatru równa 4,6 m·s<sup>-1</sup> była o 0,6 m·s<sup>-1</sup> wyższa od średniej miesięcznej.

Tabela 2. Średnie dobowe wartości wybranych elementów meteorologicznych na stacji IMGW Warszawa–Okęcie, w okresie obejmującym badania terenowe

Data	masa powietrza	$t_{sr}$ °C	$t_d$ °C	$t_{max}$ °C	$t_{min}$ °C	$p_{stacja}$ hPa	$v$ $m \cdot s^{-1}$	opad mm
26.06.2000	PPm	14,4	7,6	18,1	11,5	1000,5	5,6	–
27.06.2000	PAm	11,9	6,0	13,9	10,3	1001,3	4,6	0,8
28.06.2000	PAm	11,9	5,7	14,9	9,1	1001,2	3,6	1,3
29.06.2000	PAm	12,8	6,9	16,7	7,8	1000,7	4,6	0,8
30.06.2000	PAms	12,7	8,0	17,3	9,5	999,9	4,1	1,5
1.07.2000	PAms	14,4	8,9	22,3	9,1	997,9	2,7	-
wartości średnie								
26.06–1.07.2000	-	13,0	7,2	17,2	9,6	1000,2	4,2	0,7
czerwiec	-	17,8	9,8	23,8	11,2	1004,9	3,6	0,8
lipiec	-	16,6	12,7	21,5	11,9	996,6	3,2	4,1

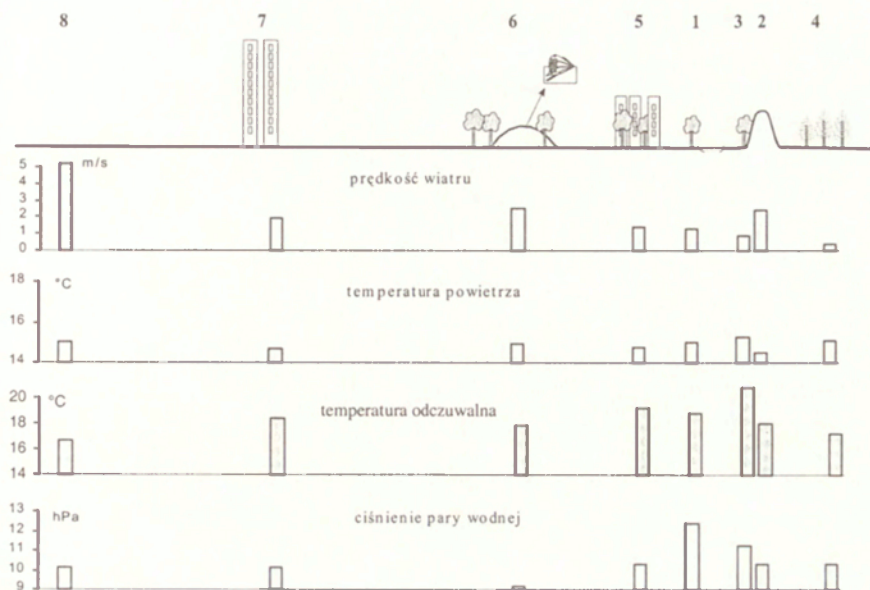
Objaśnienia:  $t_{sr}$  – średnia dobowa temperatura powietrza,  $t_d$  – średnia dobowa temperatura punktu rosy,  $t_{max}$ ,  $t_{min}$  – temperatura maksymalna i minimalna,  $p_{stacja}$  – średnie ciśnienie atmosferyczne na poziomie stacji,  $v$  – średnia dobowa prędkość wiatru, opad – wysokość dobowego opadu atmosferycznego

Prędkość wiatru jest elementem meteorologicznym, który podlega największym zmianom wewnątrz zabudowy miejskiej. Badania wykazały, że wtedy gdy prędkość wiatru na zachodnich przedmieściach Warszawy, na wysokości 150 cm nad gruntem, wynosiła  $5,2 m \cdot s^{-1}$ , to w oddalonym o 1,2 km osiedlu mieszkaniowym złożonym z bloków 10-piętrowych sięgała jedynie 63% tej wartości (ryc. 1a). Kolejne tereny otwarte w mieście powodowały przyspieszenie ruchu powietrza, ale w miarę przesuwania się w głąb miasta, prędkość wiatru notowana w osiedlach mieszkaniowych sukcesywnie malała. Nawet na wyeksponowanym wzniesieniu w Parku Moczydło (stanowisko 2), w odległości 4,3 km od posterunku na przedmieściach (stanowisko 8 na Woli), prędkość wiatru sięgała zaledwie 50% notowanej na obrzeżu miasta. W lesie, zaledwie 300 m od opisanego posterunku na wzniesieniu, ruch powietrza był osłabiony o dalsze 42% i sięgał już jedynie 8% wartości zmierzonej na obrzeżu miasta. Redukcja prędkości wiatru na dystansie 4,5 km osiągnęła więc 73% w starym, zadrzewionym osiedlu bloków 4-piętrowych i 92% w Lasku na Kole.

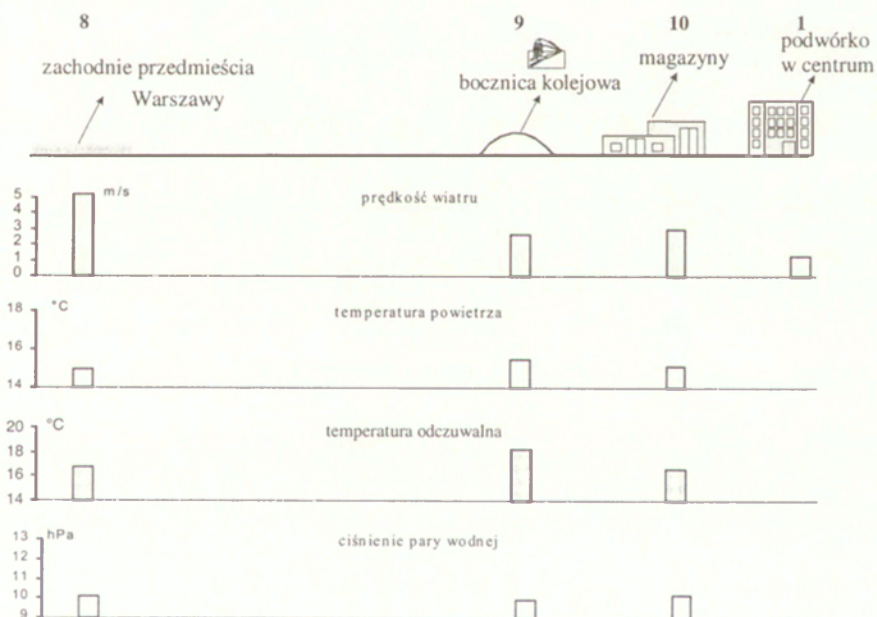
Jednakże w niektórych osiedlach, wskutek efektu tunelowego, prędkość wiatru jest większa niż na sąsiednich terenach otwartych. Na Służewiu, pomiędzy blokami 10-piętrowymi (ryc. 1e) prędkość wiatru ( $2,2 m \cdot s^{-1}$ ) jest nieco większa od notowanej na otwartym, płaskim tarasie zalewowym nad Wisłą ( $2,0 m \cdot s^{-1}$ ) (ryc. 1c – stanowisko 10). W bardzo podobnym, z uwagi na strukturę zabudowy, osiedlu Górczewska na Woli zjawisko to nie występuje (ryc. 1a – stanowisko 7). Bardzo interesujące wydają się warunki wiatrowe wewnątrz niektórych złożonych struktur architektonicznych. I tak, na podwórzu poło-



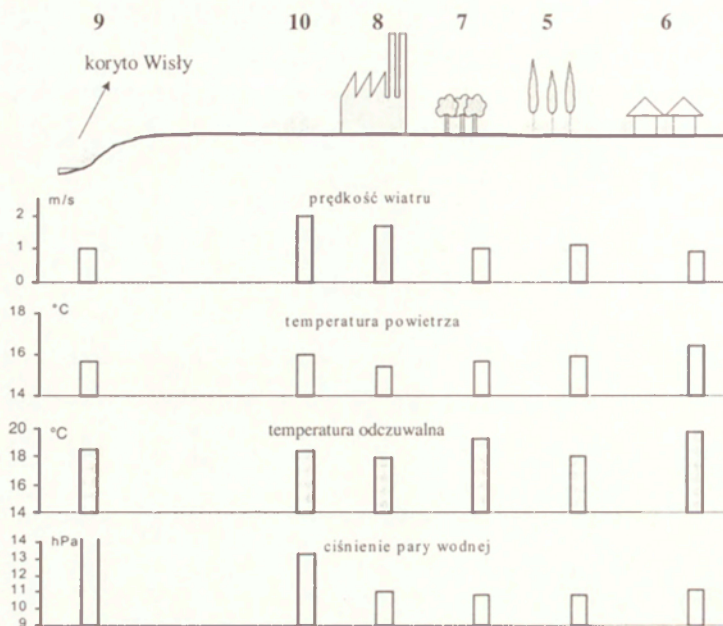
## a) Wola



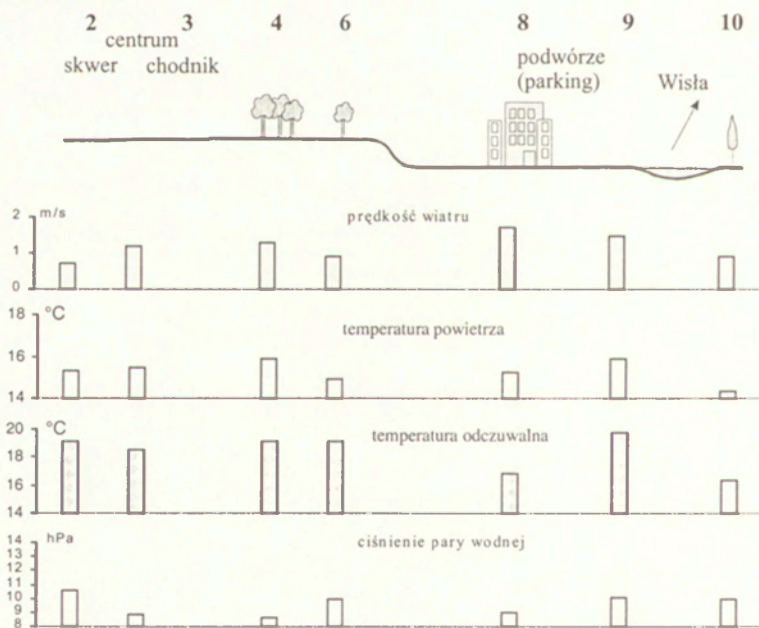
## b) Wola - Śródmieście



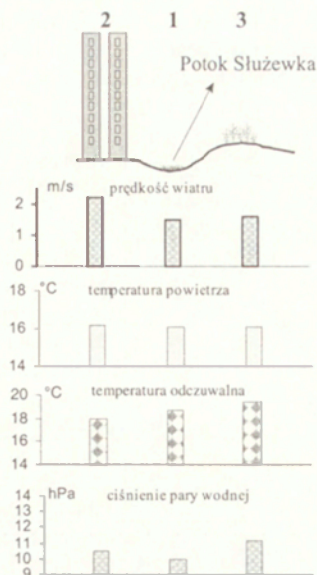
## c) Siekierki - Sadyba



## d) Śródmieście



e) Służew



Ryc. 1. Wartości elementów meteorologicznych i temperatury odczuwalnej na wybranych profilach: a) Wola (zachodnie przedmieście Warszawy) – Park Moczydło – Lasek na Kole (26–27.06.2000), b) Wola (zachodnie przedmieście Warszawy) – centrum miasta (26–27.06.2000), c) Siekierki – Sadyba (30.06–01.07.2000), d) Śródmieście (28–29.06.2000), e) Służew (30.06–01.07.2000)

The values of meteorological parameters and thermal sensation index at different urban cover types on the profile: a) Wola (west suburb of Warsaw) – Moczydło Park – forest in Kolo (26–27.06.2000), b) Wola (west suburb of Warsaw) – centre of Warsaw (26–27.06.2000), c) Siekierki – Sadyba (30.06–01.07.2000), d) centre of Warsaw (28–29.06.2000), e) Służew (30.06–01.07.2000)

żonym na Powiślu (parking), otoczonym budynkami różnej kubatury, kształtu i wysokości (od 3 do 9 pięter), prędkość wiatru była większa niż na pobliskim otwartym terenie nad Wisłą (ryc. 1d). Miejsce to charakteryzuje się swoistym mikroklimatem, nie przypominającym podwórzy o charakterze „studni”.

Tory kolejowe biegnące z kierunku zachodniego i południowego oraz otwarte tereny w ich pobliżu (ryc. 1b – punkty 9, 10) odgrywają rolę pasów nawietrzających miasto, a prędkość wiatru tu notowana jest znacznie większa w porównaniu z innymi miejscami leżącymi w podobnej odległości od obrzeży miasta.

W celu wyróżnienia pewnych typów pokrycia terenu w Warszawie charakteryzujących się podobieństwem warunków wiatrowych, porównano prędkość wiatru z poszczególnych posterunków z danymi pochodzącymi ze Śródmieścia (dziedziniec budynku PAN przy ul. Twardej 51/55). Pogrupowano je następnie w 4 typy terenu o podobnych warunkach anemologicznych (tab. 3). Stwierdzono, że w wielu miejscach w Warszawie, tj. w parkach i w obrębie

Tabela 3. Jednostki strukturalne miasta o podobnych warunkach anemologicznych wyróżnione na podstawie stosunku prędkości wiatru zmierzonej na poszczególnych stanowiskach pomiarowych ( $v_k$ ) do prędkości mierzonej w centrum miasta ( $v_{sr}$ ) (Twarda 51/55)

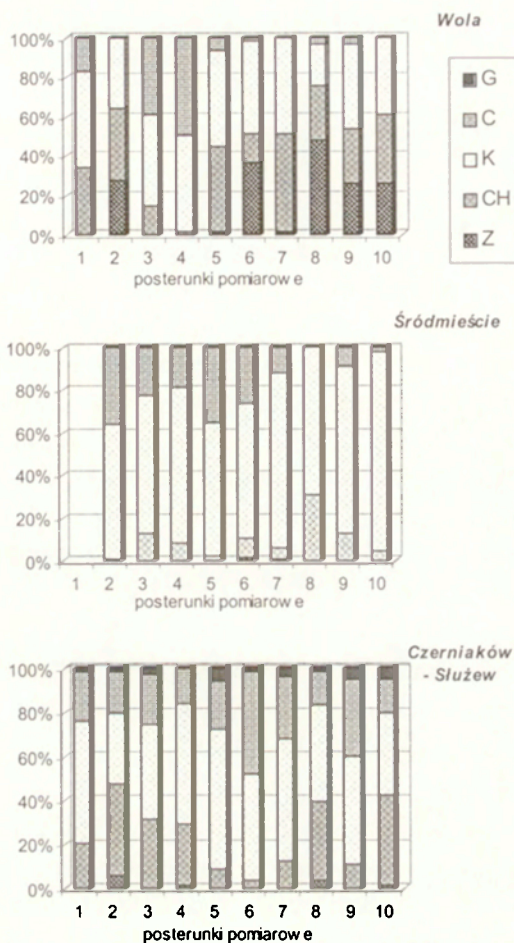
$v_k/v_{sr}$	Numery stanowisk pomiarowych			Opis struktur miasta o podobnych warunkach anemologicznych
	Wola	Śródmieście	Czerniaków – Służew	
< 1	3, 4	2, 5, 6, 7, 10	6	wnętrze parków i lasu; zabudowa śródmiejska; gęsta, niska zabudowa jednorodzinna
1,0 – 1,1	1, 5	3, 4	5, 7, 9	zarośla nad zbiornikami wodnymi i rzeką; zabudowa 4-piętrowa wielorodzinna; odkryte trawniki w parkach; ogródki działkowe
1,2 – 2,0	2, 6, 7	8, 9	1, 3, 4, 8, 10	otwarte tereny i niewielkie wzniesienia w mieście; 10-piętrowa zabudowa wielorodzinna
> 2,0	8, 9, 10	–	2	otwarte tereny na obrzeżu miasta; torowiska kolejowe; wnętrze 10-piętrowej zabudowy wielorodzinnej z efektem tunelowym

niskiej zabudowy w osiedlach mieszkaniowych, ruch powietrza jest mniejszy od notowanego w centrum miasta.

Przestrzenne zróżnicowanie temperatury powietrza w Warszawie jest dobrze widoczne na profilu pomiarowym obejmującym obydwie brzoży Wisły, parki oraz różne typy zabudowy (ryc. 1d). W okresie pomiarów najniższa temperatura panowała na prawym brzegu Wisły, pod okapem drzew. Posterunek na lewym jej brzegu, na terenie otwartym, cechował się dużo wyższą temperaturą, pomimo obserwowanej tu dużej prędkości wiatru oraz większej prężności pary wodnej.

Wartości temperatury odczuwalnej ( $T_c$ ) w okresie pomiarów odpowiadały następującym odczuciom cieplnym człowieka: komfortowo ( $T_c < 18,4^\circ\text{C}$ ) oraz ciepło ( $18,5\text{--}24,9^\circ\text{C}$ ). Z kolei odczucia cieplne notowane przez obserwatorów obejmowały bardzo szerokie spektrum i wahały się od: bardzo zimno do gorąco. Najwyższe średnie wartości  $T_c$  (średnio  $20,8^\circ\text{C}$ ) obserwowano nad dużymi, nasłonecznionymi trawnikami wewnątrz parków. W tym samym czasie na terenach przemysłowych, w pobliżu torowisk kolejowych  $T_c$  sięgała tylko  $16,6^\circ\text{C}$ . Najniższe wartości  $T_c$  zanotowano pod okapem drzew, w pobliżu Wisły.

Obliczono także częstość odczuć cieplnych w przedziałach na poszczególnych stanowiskach pomiarowych (ryc. 2), dzięki czemu można wskazać jednostki strukturalne miasta o podobnych warunkach odczuwalnych. W czasie



Ryc. 2. Częstość odczuć cieplnych określonych na podstawie temperatury efektywnej na poszczególnych stanowiskach pomiarowych. G – gorąco, C – ciepło, K – komfort, CH – chłodno, Z – zimno

The frequency of human thermal sensation types based on effective temperature at various measure posts. G – hot, C – warm, K – comfort, CH – cool, Z – cold

pomiarów na Woli, kiedy notowano dużą prędkość wiatru, niekorzystne warunki odczuwalne panowały w miejscach eksponowanych na działanie wiatru. Ciekawe jest, że w typie pogody cyklonalnej, warunki odczuwalne na osiedlach bloków 10-piętrowych oraz bloków 4-piętrowych były podobne. W Śródmieściu najcieplejsze były zaciszne miejsca otoczone powierzchniami betonowymi.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że najkorzystniejsze warunki bioklimatyczne panują na terenach zwartej zabudowy jednorodzinnej, wewnątrz której notowano tylko odczucia komfortu i ciepła, zaś

zdecydowanie niekorzystne warunki panowały na osiedlu bloków 10-piętrowych, gdzie położenie budynków wymuszało lokalne przyspieszenie ruchu powietrza.

#### 4. WNIOSKI

Wyniki pomiarów przeprowadzonych w różnych jednostkach strukturalnych Warszawy potwierdzają dużą stabilność temperatury powietrza w miejscach zacienionych przez drzewa oraz jej znaczną zmienność nad terenami trawiastymi o ekspozycji dosłonecznej opisywaną w pracach innych autorów (Kossowska-Cezak 1978; Olszewski 1978). W czasie pochmurnej, chłodnej i wietrznej pogody warunki topoklimatyczne w parkach są sprzyjające człowiekowi. Jednak w gorące i bezwietrzne dni, z powodu dużego ciśnienia pary wodnej, warunki odczuwalne w parku mogą być znacznie mniej korzystne lub nawet obciążające układ termoregulacyjny człowieka (Kopacz-Lembowicz 1978).

Pośród wszystkich zbadanych typów zagospodarowania terenu Warszawy najkorzystniejsze warunki odczuwalne notowano na terenie ogródków działkowych, w obrębie zabudowy jednorodzinnej oraz na odkrytym tarasie zalewowym nad Wisłą.

Stwierdzono, że warunki topoklimatyczne wybranych typów strukturalnych Warszawy różnią się znacząco co świadczy o właściwym wyborze profilów pomiarowych. Uzyskane wyniki pozwalają na ogólną ocenę warunków odczuwalnych, wymaganą do celów urbanistyki. Jednakże krótki okres obserwacyjny oraz niesprzyjająca tego typu badaniom pogoda, uniemożliwiły dokładną analizę warunków bioklimatycznych. Pomiary te także „zagęściły” topoklimatyczną sieć pomiarową, stworzoną w Warszawie na potrzeby, wspomnianego na początku artykułu, projektu badawczego.

#### LITERATURA

- Baranowska M., Boniecka-Żółcik H., Gurba A., 1986, *Weryfikacja skali klimatu odczuwalnego dla Polski*, Przegl. Geofiz., 31, 1, s. 27–40.
- Błażejczyk K., 1990, *Nowy wskaźnik bioklimatyczny do określania odczuwalności cieplnej człowieka*, Problemy Uzdrawiskowe, 5/6, s. 59–71.
- 2002, *Znaczenie czynników cyrkulacyjnych i lokalnych w kształtowaniu klimatu i bioklimatu aglomeracji warszawskiej*, Dokum. Geogr., 26, 162 ss.

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce (Prognoza zmian klimatu Warszawy)*, XIV, Wyd. UW, Warszawa, 209 ss.
- Kopacz-Lembowicz M., 1978, *Wpływ zieleni miejskiej na wielkość ochładzającą powietrza*, Prace i Studia Inst. Geogr. UW, 26 (11), s. 81–92.
- Kossowska U., 1973, *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy*, Prace i Studia Inst. Geogr. UW, s. 141–185.
- 1999, *Wpływ rozwoju terytorialnego Warszawy na warunki termiczne*, Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica, 3, s. 51–57.
- Kossowska-Cezak U., 1978, *Wpływ dużego kompleksu zieleni miejskiej na warunki termiczno-wilgotnościowe (na przykładzie warszawskiego Ogródu Zoologicznego)*, Prace i Studia Inst. Geogr. UW, 26 (11), s. 11–36.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*, Atlas Warszawy, 4, IGI PZ PAN, 84 ss.
- Lewińska J., 2000, *Klimat miasta*, Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, Kraków, 151 ss.
- Olszewski K., 1978, *Rola trawników w kształtowaniu warunków termiczno-wilgotnościowych w mieście*, Prace i Studia Inst. Geogr. UW, 26 (11), s. 93–116.
- Stopa-Boryczka M., 1992, *Z badań klimatu Warszawy Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*, Prace i Studia Geograficzne, 11, s. 21–38.
- 2001, *Udział studentów w badaniach naukowych Zakładu Klimatologii, [w:] 50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii WGiSR UW (1951–2000)*, Prace i Studia Geograficzne, 28, s. 273–282.
- Wawer J., 1997, *Miejska wyspa ciepła*, Prace i Studia Geograficzne, 20, s. 145–197.

## TOPOCLIMATIC CONDITIONS AT VARIOUS QUARTERS OF WARSAW

### Summary

Presented studies are the part of a greater project searching for the bioclimatic conditions at various urban land use types. The researches were carried out in cooperation of Climatology Department of the Polish Academy of Sciences and the Faculty of Landscape Architecture of Warsaw Agricultural University, from 26 of June to 1 of July 2000. On 30 measure posts which represented previously defined urban structural units (different size parks, the forest, various types of housing estates, Vistula valley, industrial areas and open areas inside and outside the town) air humidity, air temperature, wind speed and thermal sensation index were measured.

Among the meteorological parameters wind speed is the most changed inside the city. During the measure campaign while on the west suburbs wind speed was  $5.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 1.2 km further, between the blocks of 10 floors the reduction of wind speed reached up to 63% (Fig. 1a). Succeeding open area in the city accelerated the air

movement however the more dense is the building the less is the wind speed. The reduction of the wind from the west within the distance of 4.5 km reaches 73% in the housing estate of 4-floors buildings (old, with rich vegetation amongst) and 92% in the forest.

To distinguish types of urban land use which are characterise by similar windy conditions referred the average wind speed from each post to the wind speed measured continuously in the point located in the centre of Warsaw. It gives 4 types of urban land use (Tab. 3). There are many places in a town like parks and forests or the interiors of dense, low settlements where the wind is even weaker than inside courtyard in the centre of Warsaw.

The values of thermal sensation index ( $T_c$ ) was the highest on the open, exposure to solar radiation, lawns in the parks (daily mean was 20.8°C) while at the same time on warehouses area  $T_c$  was only 16.6°C. One of the cooler feelings was observed also on the right side of Vistula, under dense tree canopy. This confirms that the temperature stability appears over places shaded by trees and the great changes in temperature are observed above grassland exposed to sunlight.

The most beneficial thermal conditions for human occurred not at parks or forest but they were observed in the allotment gardens, one-family houses settlement and on the open areas at the Vistula river.

The results of the studies confirm the proper selection of measure profiles and measure posts represent different urban structures in Warsaw. Though the short observation series that enables the comparison of bioclimatic conditions of different urban structural units and defining the most obvious changes between them it does not allow the precise bioclimatic characteristic of them to be made. That is why these measures assist and completed the topoclimatic measure network that work in Warsaw for the need of topoclimatic project elaborated in Climatology Department of Polish Academy of Sciences.

*Adres autora:*

*Magdalena Kuchcik*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa*

*e-mail: mkuchcik@twarda.pan.pl*



Marek Nowosad

## BADANIA TOPOKLIMATYCZNE NA TERENIE BIESZCZADÓW I ROZTOCZA

### 1. WPROWADZENIE

Bieszczady i Roztocze są terenami o wysokich walorach przyrodniczych. Znaczne części tych obszarów objęte są ochroną konserwatorską w postaci parków narodowych: Bieszczadzkiego i Roztoczańskiego. Duże przestrzenie zarówno Bieszczadów, jak i Roztocza, porośnięte są kompleksami leśnymi. Bieszczady charakteryzują się większym od Roztocza zróżnicowaniem hipsometrycznym. Wysokość bezwzględna kilku bieszczadzskich szczytów (w granicach administracyjnych Polski) przekracza 1300 m, zaś na Roztoczu wysokości dochodzą do 390 m.

Zarówno Bieszczady, jak i Roztocze, są obszarami, w których stacje i posterunki meteorologiczne zlokalizowane są stosunkowo nisko (np. w Bieszczadach najwyżej położony posterunek Wetlina usytuowany jest na wysokości 700 m n.p.m.). Z powodu braku punktów pomiarowych na grzbietach i wierzchołkach, badania topoklimatyczne prowadzone na tych terenach, choćby w ograniczonych przedziałach czasowych, dostarczają brakujących informacji o warunkach klimatycznych tych obszarów.

Warunki klimatyczne Bieszczadów charakteryzowali E. Michna i S. Paczos (1972) oraz M. Nowosad (1996), zaś Roztocza E. Michna i W. Warakomski (1969), A. Zinkiewicz (1974), W. Warakomski (1994), B.M. Kaszewski i in. (2002) oraz B.M. Kaszewski (2002).

### 2. BADANIA W BIESZCZADACH

Badania topoklimatyczne w Bieszczadach (na wysokości ponad 1200 m n.p.m. na Połoninie Wetlińskiej) prowadzone były w połowie lat 60. XX wieku przez geografów z Krakowa w ramach obozu Koła Geografów UJ. Na przełomie lat 50. i 60. powstała Stacja Naukowa UMCS zlokalizowana w Równi k. Ustrzyk Dolnych. Stała się ona oparciem do badań z zakresu szeroko pojmowanej geografii fizycznej. Na tej stacji badania klimatyczne prowadzili

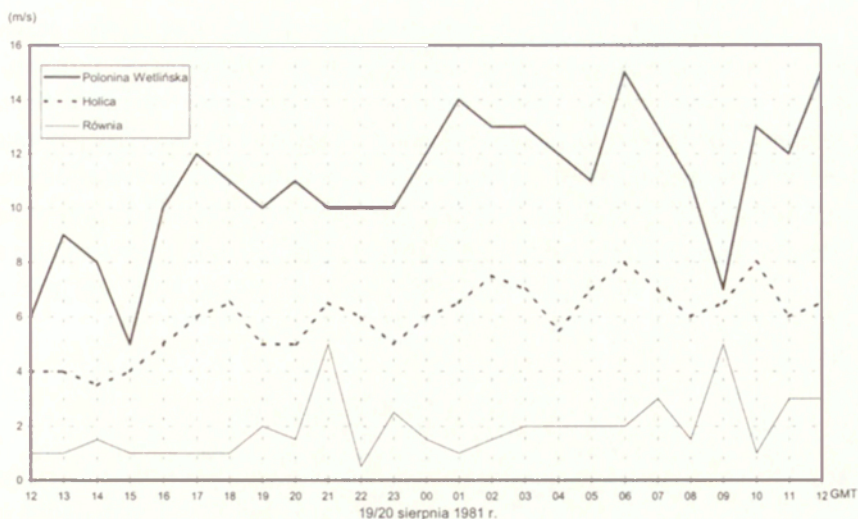
m.in. E. Michna ze współpracownikami (Butrym, Michna 1961; Michna, Nakonieczny 1964) zajmując się pomiarami parowania, A. Malicki – intercepcją opadową (1967) oraz charakterystykami opadu i pokrywy śnieżnej (1968). T. Król (1969, 1971) badał usłonecznienie i zachmurzenie, a L. Dolecki i A. Szwaczko (1969) próbowali określać stosunki anemometryczne na bieszczadzkich połoninach na podstawie występowania drzew sztandarowych. W latach 70. badania nad intercepcją opadową w Bieszczadach prowadził W. Orzeł (1976).

W latach 60., w związku z budową zbiorników wodnych na Sanie, analizowano rozkład temperatury powietrza w przekroju doliny Sanu w Solinie (Lewińska i in. 1967) oraz wpływ zbiornika wodnego na stosunki termiczne powietrza zalegającego w tej dolinie. Pomiary wykonywano na 5 poziomach (na maszcie o wysokości około 50 m) oraz uzupełniano je pomiarami patrolowymi.

Począwszy od roku 1980 zintensyfikowano działalność Stacji Naukowej UMCS w Równi. Obszerny wykaz prac obejmujących wyniki tych badań znajduje się w opracowaniu M. Nowosada (2001). W dolinie potoku Olcha (otoczenie Stacji w Równi) prowadzono pomiary temperatury minimalnej powietrza przy gruncie. W czasie kolejnych lat 1981 i 1982, w cieplej porze roku (VI–IX), wykonywano pomiary mikroklimatyczne na południowym zboczu góry Królik k. Równi (Michna i in. 1985; Paczos 1984). Latem 1981 r. przeprowadzono też porównanie przebiegu poszczególnych elementów klimatu, jak i temperatury efektywnej NTE na grzbiecie Połoniny Wetlińskiej (1228 n.n.p.m.), na szczycie Holica k. Równi (762 m n.n.p.m.) w paśmie Żuków oraz na Równi (512 m n.n.p.m.). Przykład zróżnicowania przebiegu prędkości wiatru w czasie tych pomiarów przedstawiono na rycinie 1.

Charakteryzując zróżnicowanie temperatury efektywnej (NTE) zwrócono uwagę na sposób obliczania średnich jej wartości oraz ich zróżnicowanie w zależności od zastosowanej metody.

W kolejnych latach, w wybranych dniach ciepłej pory roku, wykonywano pomiary topoklimatyczne w profilu Równia – grzbiet pasma Żuków. Różnica wysokości między najwyższym i najniższym położonym punktem profilu wynosiła 250 m. Wyniki publikowano sukcesywnie w ukazującym się wtedy wydawnictwie ciągłym Uniwersytetu Marii Curie Skłodowskiej *Prace Studentckiego Koła Naukowego Geografów* (Dobrowolski 1986; Filipiuk 1987; Kałamucki, Latosiewicz 1984; Nowosad 1984). Do badań topoklimatycznych w różnych typach terenu wykorzystywane były zarówno przyrządy samopiśzące, jak i termometry ekstremalne umieszczane w klatkach meteorologicznych. Na podstawie badań prowadzonych w profilu Równia – Żuków zauwa-



Ryc. 1. Prędkość wiatru w wybranych miejscach w Bieszczadach  
Wind velocity on the chosen posts in Bieszczady Mts

żono, że do prawidłowego określenia przebiegu temperatury powietrza niezbędne jest analizowanie wskazań zarówno termografu, jak i termometru minimalnego i maksymalnego. Analizowanie wskazań termografu oraz tylko jednego z termometrów ekstremalnych może prowadzić do błędnych wyników (Nowosad 1984).

Na Stacji UMCS w Równi, obok klatek meteorologicznych zlokalizowanych w ogródku meteorologicznym, prowadzono też systematycznie przez szereg lat pomiary temperatury powietrza w miejscu zdrzewionym, które potwierdziły, że najbliższe otoczenie punktu pomiarowego wywiera znacznie większy wpływ na przebieg temperatury przy gruncie, niż na jej przebieg na wysokości 1,5–2 m (Nowosad 2002a).

Analizowano też wartości temperatury minimalnej przy gruncie w różnych punktach polany położonej na północnym skłonie pasma Żuków (Nowosad 2002b).

W połowie lat 90. XX wieku opracowano plan Ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego (Winnicki 1993). W ramach projektu *Warunki klimatyczne Parku i ochrona powietrza atmosferycznego w Parku i w otulinie* wykonano skali 1:25 000 m.in. mapę typów mezoklimatu oraz mapę pięter klimatycznych.

W 1998 roku przeprowadzono pomiary topoklimatyczne na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego – w Wołosatem i na najwyższym szczycie polskiej części Bieszczadów – Tarnicy 1346 m n.p.m. (Nowosad 2001),

które wykazały, że w szczytowych partiach Bieszczadów w środku sezonu wegetacyjnego, mogą występować przygruntowe przymrozki. Z pomiarów przeprowadzonych na Połoninie Wetlińskiej i na Tarnicy wynika, że w czasie letniego sezonu turystycznego temperatura efektywna (NTE) w pewnych sytuacjach spada poniżej  $-10^{\circ}$ , co wskazuje na możliwość intensywnego ochładzania organizmu człowieka. Dotyczy to przede wszystkim osób przebywających powyżej górnej granicy lasu w Bieszczadach, gdzie wpływ wiatru na człowieka jest bardziej intensywny, niż na niżej położonych, prowadzących wśród lasu, szlakach turystycznych.

### 3. BADANIA NA ROZTOCZU

Roztocze, gdzie jak wspomniano już wcześniej, wysokość terenu jest zdecydowanie mniejsza niż w Bieszczadach, także było miejscem badań topoklimatycznych Zakładu Meteorologii i Klimatologii UMCS. Jednym z pierwszych opracowań klimatycznych była charakterystyka dotycząca Zwierzyńca, miasta leżącego w centralnej części Roztocza (Michna, Warakomski 1967/68). W latach 1971–1974 przeprowadzono badania mikroklimatyczne w wybranych ekosystemach leśnych (las grądowy i las sosnowy) w okolicy Zwierzyńca (Michna, Zinkiewicz, Żańczak 1974, 1977; Michna, Paczos, Zinkiewicz 1980). W. Warakomski (1994) podkreślił znaczenie wpływu zbiorowiska leśnego na stosunki topo- i mikroklimatyczne w Roztoczańskim Parku Narodowym i w jego okolicy.

Badania topoklimatyczne przeprowadzone przez B. Kotowskiego (1984) w sierpniu 1982 roku w okolicy Guciowa, w dolinie Wieprza i w strefie wierzchowinowej Roztocza kontynuowane były w latach 1997–2002 pod kierunkiem W. Warakomskiego. Niektóre wyniki tych badań wykorzystano w operacie stanowiącym część Planu Ochrony Roztoczańskiego Parku Narodowego.

Badania terenowe prowadzone na przełomie czerwca i lipca 2000 roku w okolicy Guciowa wykazały możliwość występowania przygruntowych przymrozków na wierzchowinie Roztocza, nawet w pełni sezonu wegetacyjnego (Dziaduszyński, Nowosad 2001). Dolina Wieprza zaś, spośród innych form terenu w okolicy Guciowa, okazała się być najbardziej podatna na występowanie niekorzystnych z punktu widzenia bioklimatologii człowieka, dni parnych. Dolina Wieprza była również obiektem badań zespołu klimatologów z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Przeprowadzili oni analizę warunków bioklimatycznych występujących w Krasnobrodzie (Kozłowska-Szczęsna i in. 2001) w celu wyodrębnienia terenów przydatnych do pełnienia funkcji uzdrowiskowych. Badania wykazały wyraźnie

zróznicowanie lokalnych warunków bioklimatycznych w Krasnobrodzie (wydzielono 4 typy przydatności terenu). Stwierdzono, że na terenach przeznaczonych na cele uzdrowiskowe panują latem dobre warunki solarne, a warunki termiczne zależą w znacznym stopniu od rodzaju podłoża. Za mało przydatne pod kątem lecznictwa uznano jedynie podmokłe łąki w dolinie Wieprza (Kozłowska-Szczęsna i in. 2001).

#### 4. PODSUMOWANIE

Badania topoklimatyczne prowadzone zarówno w Bieszczadach, jak i na Roztoczu, obok informacji o warunkach klimatycznych, o ich zróznicowaniu w zależności od form terenu i rodzaju pokrycia terenu, stanowiły także szereg prób metodycznych. Stwierdzono, że przyczyną różnic w wartościach elementów klimatu było m.in. zastosowanie różnych metod pomiarowych.

Badania wykazały, że zarówno na bieszczadzkich grzbietach, jak i na wierzcholinie Roztocza, mogą się pojawiać przygruntowe przymrozki w czasie całego roku.

#### LITERATURA

- Butrym J., Michna E., 1961, *Parowanie z wolnej powierzchni wodnej w dolinie potoku Równia*, Annales UMCS, B, XVI, Lublin, s. 289–302.
- Dobrowolski R., 1986, *Pomiary temperatury powietrza w profilu Równia – Żuków w sierpniu 1983 r.*, Prace SKNG UMCS, IV, Lublin, s. 55–60.
- Dolecki L., Szwaczko A., 1969, *Drzewa sztandarowe jako wskaźnik stosunków anemometrycznych na poloninach bieszczadzkich*, Annales UMCS, B, XXIV, Lublin, s. 295–312.
- Dziaduszyński K., Nowosad M., 2001, *Wpływ form terenu na przebieg elementów meteorologicznych w wybranych dniach w Guciowie (Roztocze)*, Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, CCCXXIX, Melior. Inż. Środ. 21, s. 67–72.
- Filipiuk E., 1987, *Pomiary temperatury powietrza w profilu Równia – Żuków w sierpniu 1984 r.*, Prace SKNG UMCS, V, Lublin, 67–74.
- Kałamucki K., Latosiewicz W., 1984, *Pomiary wilgotności powietrza w paśmie Żuków w sierpniu 1982 r.*, Prace SKNG UMCS, III, s. 47–60.
- Kaszewski B.M., 2002, *Zmiany i wahania klimatu*, [w:] J. Buraczyński (red.), *Roztocze. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Lubelskie, Lublin, s. 221–225.
- Kaszewski B.M., Czerniawski M., Mucha B., 2002, *Warunki klimatyczne Roztocza*, [w:] J. Buraczyński (red.), *Roztocze. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Lubelskie, Lublin, s. 207–220.
- Kotowski B., 1984, *Wstępne badania klimatu lokalnego w okolicy Guciowa (Roztocze Środkowe)*, Prace SKNG UMCS, III, Lublin, s. 61–68.

- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 2001, *Bioklimat Krasnobrodu*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 24, Warszawa, 54 ss.
- Król T., 1969, *Przebieg usłonecznienia w Równi (1961–1965)*, Annales UMCS, B, XXIV, Lublin, s. 275–293.
- 1971, *Zachmurzenie i usłonecznienie w Równi (1966–1970)*, Annales UMCS, B, XXVI, Lublin, s. 231–250.
- Lewińska J., Klamer M., Śniadowski A., 1967, *Wpływ zbiorników wodnych na klimat lokalny*, (temat VIII – 1/6a), Materiały PIHM, 329, Kraków.
- Malicki A., 1967, *Pomiary wielkości intercepcji opadowej w Równi pow. Ustrzyki Dolne*, Annales UMCS, B, XXII, Lublin, s. 125–136.
- 1968, *Opady i pokrywa śnieżna w Równi*, Annales UMCS, B, XXIII, Lublin, s. 159–176.
- Michna E., Justyak J., Nagy L., Paczos S., Tar K., 1985, *Initial result of studies on the local climate of the Równia stream-basin*, Biul. LTN, 27, Geografia, 1/2, s. 63–69.
- Michna E., Nakonieczny S., 1964, *Porównanie wielkości parowania z wolnej powierzchni wodnej pod daszkiem i w promieniach Słońca*, Biul. LTN, D, Geografia, 3/4, Lublin, s. 15–17.
- Michna E., Paczos S., 1972, *Zarys klimatu Bieszczadów Zachodnich*, Lubelskie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum.
- Michna E., Paczos S., Zinkiewicz A., 1980, *Badania mikroklimatyczne w wybranych ekosystemach trawiastych i leśnych*, Zesz. Nauk. UŁ, II, 28, s. 51–65.
- Michna E., Warakowski W., 1967/68, *O warunkach klimatycznych osady Zwierzyniec*, Biul. LTN, D, 7/8, s. 83–91.
- Michna E., Warakowski W., 1969, *O niektórych danych klimatycznych obszaru Roztocza ważnych z punktu widzenia potrzeb turystyki i wypoczynku*, Biul. LTN, Geografia, 9, 53–59.
- Michna E., Zinkiewicz A., Żanczak G., 1974, *Charakterystyka mikroklimatyczna dwóch zespołów leśnych Roztocza Środkowego (w okolicy Zwierzynca)*, Biul. LTN, Geografia, 2, 16, s. 137–144.
- Michna E., Zinkiewicz A., Żanczak G., 1977, *Niektóre zagadnienia mikroklimatu wybranych ekosystemów leśnych Roztocza Środkowego*, Biul. LTN, Geografia, 1, 19, s. 9–14.
- Nowosad M., 1984, *Stosunki termiczne w paśmie Żuków w sierpniu 1982 r.*, Prace SKNG UMCS, III, Lublin, s. 31–46.
- 1996, *Zarys klimatu Bieszczadzkiego Parku Narodowego i jego otuliny światła dotychczasowych badań*, Roczniki Bieszczadzkie, 4, Ustrzyki Dolne, s. 163–183.
- 2001, *Badania topoklimatyczne prowadzone na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, [w:] M. Kuchcik (red.), *Współczesne badania topoklimatyczne*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 23, Warszawa, s. 53–58.
- 2002a, *Temperatura powietrza w Równi (Bieszczady) latem 1992 roku*, [w:] *Działalność Naukowa Profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Sympozjum Klimatologiczne na Uniwersytecie im. Mikołaja Kopernika, Toruń, s. 163–173.

- 2002b, *Zróźnicowanie temperatury minimalnej powietrza na górskiej polanie w okolicy Ustrzyk Dolnych*, [w:] *Geograficzne uwarunkowanie rozwoju Małopolski*, Oddział Krakowski, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Kraków, s. 209–210.
- Orzeł W., 1976, *Próba określenia intercepcji opadów atmosferycznych w rejonie Bieszczadów na przykładzie wybranych egzemplarzy drzew buka i sosny*, Biul. LTN, 18, Geografia, 1, Lublin, s. 53–59.
- Paczos S., 1984, *Badania klimatu lokalnego w dorzeczu potoku Równia*, Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe, *Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych*, Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Wrocław, s. 183–186.
- Warakomski W., 1994, *Zarys klimatu Roztocza*, [w:] T. Wilgat (red.), *Roztoczański Park Narodowy*, Oficyna Wyd. Ostoja, Kraków, s. 42–54.
- Winnicki T., 1993, *Koncepcja Planu Ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego*. Roczniki Bieszczadzkie, 2, Ustrzyki Dolne, s. 201–216.
- Zinkiewicz A., 1974, *Stosunki klimatyczne okolic Zwierzyńca*, Przewodnik XII Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, cz. II, Lublin, s. 171–176.

## TOPOCLIMATIC INVESTIGATIONS IN BIESZCZADY MTS AND ROZTOCZE

### Summary

The outline of the topoclimatic investigations that are performed on the area of both the Bieszczady Mts. and Roztocze is presented in this article. These unique natural areas are characterised by the lack of the meteorological stations on the ridges and on the uplands. The results of topoclimatic measurements supplement the knowledge about the climatic conditions that occur there. It has been established, among other things, that the ground frost could appear during the whole year both on the Bieszczady ridges and on the area of Roztocze uplands. The usefulness of Krasnobród village (situated on Roztocze) as health resort were shown by the field investigation performed by the scientist from IGI PAN from Warsaw. Some useful attempts concerning the methods and studies of the climatic and bioclimatic measurements were carried out during the topoclimatic investigations on the Bieszczady Mts. and Roztocze.

*Adres autora:*

*Marek Nowosad*

*Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi, UMCS  
ul. Akademicka 19, 20–033 Lublin*

*e-mail: holica@biotop.umcs.lublin.pl*





Barbara Obrębska-Starkłowa, Zygmunt Olecki, Alicja Grzyborowska,  
Danuta Rauczyńska-Olecka

## Z BADAŃ TOPOKLIMATU NA POGÓRZU WIELICKIM W REJONIE DOBCZYCKIEGO ZBIORNIKA WODNEGO

### I. WPROWADZENIE

Warunki klimatyczne należą do zmiennych fizycznych środowiska geograficznego, które mają bardzo szerokie spektrum oddziaływania. Kształtują one warunki życia na Ziemi, wpływają na organizację społeczeństw i ich funkcjonowanie w czasie i przestrzeni oraz wyznaczają granice działalności gospodarczej.

Zasoby środowiska geograficznego w terenach o urozmaiconej rzeźbie obejmują naturalne i przekształcone przez człowieka ekosystemy, których rozmieszczenie zależy m.in. od wysokości n.p.m. Zróżnicowanie ekosystemów świadczy z kolei o zintegrowanym wpływie warunków klimatycznych, glebowych i roślinnych w górach.

Środowisko gór reaguje bardziej na zmiany klimatu zachodzące na niewielkich powierzchniach w porównaniu z przyległymi do nich nizinami. Jednostki typologiczne klimatu można rozpatrywać w układach: pionowym (piętrowym) i poziomym na podstawie cech zróżnicowania elementów klimatu. Granicami tych jednostek w skali mezo- i mikroklimatu są linie nieciągłości pojawiające się w układzie przestrzennym wartości przewodnich wskaźników typologicznych.

Według M. Yoshino (1975, 1997) klimat dowolnego obszaru składa się z wielu klimatów lokalnych, które są ukształtowane:

1 – przez różne fizyczne właściwości podłoża, a w tym ekspozycję, rodzaj powierzchni czynnej,

2 – przez różne warunki glebowe (barwę, pojemność cieplną, zawartość wilgoci i przepuszczalność wody w glebie),

3 – przez zróżnicowaną pokrywę roślinną, stanowiącą m.in. o zmienności albedo i szorstkości powierzchni.

Z punktu widzenia zmian klimatu góry są współcześnie – w skali regionalnej – przedmiotem szczególnego zainteresowania. W przebiegu wiekowym największą intensywność zmian temperatury powietrza, opadów i usłonecznienia stwierdzono w niższych piętrach klimatycznych, słabszą natomiast – powyżej górnej granicy lasu. Zmiany sekularne wartości elementów klimatu okazały się w wyższych partiach gór przesunięte w czasie i wyróżniały się słabym natężeniem w porównaniu ze stanowiskami u podnóża gór (Obrębska-Starkłowa i in. 1994). Stwierdzono też różną reakcję komponentów środowiska górskiego na działanie czynników klimatotwórczych w poszczególnych porach roku. W wieloleciu w Karpatach polskich zaznaczyła się charakterystyczna stabilizacja stosunków termicznych latem oraz wysoka zmienność terminów pojawiania się określonych wartości temperatury powietrza i usłonecznienia zimą.

W skali lokalnej najwięcej zmian dotyczących komponentów środowiska pojawia się wskutek przekształcania sposobu użytkowania ziemi (Yoshino 1997). Wyzwalają one sprzężenia zwrotne obejmujące – z jednej strony: wpływ zmian użytkowania ziemi na klimat, z drugiej zaś – wpływ klimatu lokalnego na użytkowanie ziemi. Zróżnicowanie pola elementów klimatu na małym obszarze zależy od oddziaływania powierzchni czynnej, przyczyniającej się do utworzenia określonej struktury topoklimatów. Z kolei zintegrowany rozkład przestrzenny topoklimatów jest uznawany za klimat danego regionu. Charakterystyka stosunków klimatycznych na zadanym poziomie typologicznym i ocena ich przekształcania pod wpływem czynników klimatotwórczych jest możliwa na podstawie wyników wieloletniego monitoringu środowiska (Obrębska-Starkel i in. 2001).

## 2. CEL I OBIEKT BADAŃ

Niniejsze opracowanie jest poświęcone przejawom przekształcania przez człowieka stosunków klimatycznych w skali lokalnej i regionalnej w pogórskim odcinku doliny Raby. Zagadnienie to nie może być rozpatrywane wyłącznie w odniesieniu do antropopresji, ponieważ na wspomnianych poziomach funkcjonowania klimatu rozmaite czynniki klimatotwórcze pojawiają się z różnym natężeniem. Klimat danego regionu – kształtuje się pod wpływem czynników cyrkulacyjnych i radiacyjnych (solarnych) przy współdziałaniu oddziaływania wzniesienia n.p.m. i warunków rzeźby. Na poziomie topoklimatów znaczenie rozpatrywanych czynników można uporządkować w następującej kolejności: rzeźba – ekspozycja – stosunki glebowe – skład gatunkowy

zbiorowisk roślinnych i ich struktura pionowa (Obrębska-Starkel i in. 2001; Obrębska-Starkłowa 2002 – w druku).

Z dotychczasowych badań tendencji zmian stosunków klimatycznych w Karpatach polskich wynikało, że były one najintensywniejsze i najbardziej znaczące dla zmian komponentów środowiska w piętrze umiarkowanie ciepłym (Obrębska-Starkłowa i in. 1994). Prowadzone równolegle na Pogórzu Karpackim w zlewni Wierzbanówki badania geoekologiczne (Drużkowski 1998), skierowały uwagę na przejawy zmian w krajobrazie powstałych wskutek różnych form antropopresji w ostatnich 20–50 latach XX stulecia. Poza przekształceniami warunków klimatu lokalnego, związanych z intensyfikacją produkcji rolniczej i zmianą struktury własnościowej gruntu (użytkowanie dużych kompleksów), istotną rolę w przemianach krajobrazu odegrały: wzrost zanieczyszczeń powietrza i ingerencja w stosunki wodne zlewni Raby. Ten ostatni czynnik miał również pierwszorzędne znaczenie w programie badań w Gaiku-Brzezowej, ponieważ po wybudowaniu zbiornika dobczyckiego pojawiły się symptomy drastycznej ingerencji człowieka w funkcjonowanie komponentów środowiska, w tym także topoklimatu zbiorowisk leśnych.

Właśnie na klimat lokalny zbiorowisk pogórskich lasów mieszanych zwrócona została specjalna uwaga w trakcie prac prowadzonych w latach 1997–2000 w ramach projektu badawczego Komitetu Badań Naukowych nr PO4G01513 pt.: *Zmiany topoklimatyczne i geoekologiczne na Pogórzu Wielickim w otoczeniu zbiornika wodnego*, ponieważ w wielu scenariuszach zmian klimatu przewidziano korzystne warunki rozwoju dla gatunków drzew liściastych i w związku z tym przebudowę drzewostanów.

Monitoring ekoklimatu zbiorowisk leśnych winien uwzględniać zmiany elementów klimatu we wnętrzu drzewostanów (Thompson, Perry 1997). Poza tym w badaniach struktury topoklimatów w danym regionie ważne jest rozpatrywanie nie tylko przeciętnych, ale i ekstremalnych różnic wartości elementów klimatu (Błażejczyk 2000/2001; Obrębska-Starkel, Grzyborowska 2000/2001).

Z uwagi na różną wrażliwość komponentów środowiska geograficznego na zmiany wprowadzone przez człowieka i różny czas reakcji na bodźce, należy zaakceptować pogląd, że osiągnięcie przez klimat w skali lokalnej nowych stanów równowagi dynamicznej może następować w dłuższym niż przewidywano czasie (Olszewski, Żarnowiecki 1999).

### 3. ROZWIĄZANIA METODYCZNE

Jako materiały źródłowe do analizy właściwości topoklimatów i ich przekształceń wykorzystane zostały dane z codziennych pomiarów w latach 1971–1997, zebrane na Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej w Gaiku-Brzezowej, w pogórskim odcinku doliny Raby. Stanowiska były zlokalizowane w obrębie zbiornika chłodu (Terasa 259 m n.p.m.), i w obrębie cieplej strefy na stoku (Zbocze 283 m n.p.m.), w lesie na zboczu (Las 285 m n.p.m.) oraz na spłaszczeniu grzbietowym (Kopiec 302 m n.p.m.). W tym zbiorze danych najbardziej wartościowy materiał do oceny tendencji zmian stosunków termicznych powietrza stanowiły obserwacje w punktach pomiarowych Zbocze i Las, które w latach 1971–1997 nie zmieniały swego położenia.

Do zerwania jednorodności serii pomiarowej przyczyniła się w latach osiemdziesiątych XX w. zmiana modelu użytkowania ziemi wywołana wprowadzeniem do krajobrazu dużej masy wody (powierzchnia zalewu wynosi około 970 ha, średni poziom piętrzenia 269,9 m n.p.m.). Seria danych klimatologicznych (1971–1997) pozwoliła zbadać skutki współczesnej ingerencji człowieka, odróżniając je od następstw wywołanych przez czynniki solarne i cyrkulacyjne atmosfery o zasięgu mezoskalowym.

Dane z obserwacji temperatury na poszczególnych stanowiskach pomiarowych w tym także i w grądzie pogórskim *Tilio-Carpinetum* (Las) pochodziły z klatki meteorologicznej na wysokości 2 m n.p.g. Było to uproszczeniem przy tworzeniu bazy danych ekoklimatycznych dla tego zbiorowiska roślinnego, gdyż pominięto problem stratyfikacji termicznej w przygruntowej warstwie powietrza. Zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza w mezoskali zostało zinterpretowane na podstawie średnich miesięcznych i rocznych jej wartości oraz średniej temperatury maksymalnej i minimalnej w tych samych okresach. Różnice między wymienionymi średnimi świadczyły o zmienności stosunków termicznych powietrza w czasie i przestrzeni, kształtujących się pod wpływem czynników adwekcyjnych i radiacyjnych.

Wartości temperatury powietrza porównywano w latach 1971–1984 na stanowiskach Terasa, Zbocze i Las a w okresie 1988–1996 – na stacji bazowej Kopiec oraz na Zboczu i w Lesie. Zmiany w zróżnicowaniu temperatury powietrza w tych dwóch podokresach wynikały z nakładania się zjawisk: nasilania globalnego ocieplenia i występowania naturalnych fluktuacji klimatu, związanych ze zmianami cyrkulacji atmosferycznej w Europie Środkowej. Wymienione przyczyny kształtowania się stosunków termicznych rozpatry-

wano analizując wpływ wielkości zachmurzenia na średnią temperaturę powietrza w czasie występowania określonych typów sytuacji synoptycznych.

Szczegółowym zadaniem niniejszego studium jest przeanalizowanie w standardowych porach roku częstości dni pogodnych i pochmurnych w zależności od najczęściej pojawiających się sytuacji synoptycznych (według kalendarza T. Niedźwiedzia 1988, 1997) w okresie 1971–1996. Ze skrajnymi warunkami zachmurzenia wiąże się okresowy wzrost natężenia różnych bodźców klimatycznych, oddziałujących na organizm człowieka oraz możliwości prowadzenia odpowiedniej działalności gospodarczej w środowisku. W realizacji programu badań uwzględnione zostały zmiany warunków termicznych w poszczególnych porach roku, najpierw dotyczące częstości sytuacji synoptycznych w Gaiku-Brzezowej, a następnie analizowane w odniesieniu do przeciętnych warunków cyrkulacyjnych w dorzeczu górnej Wisły, a w tym – na Pogórzu Wielickim (Niedźwiedź 1981, 1988, 1997). Ważne uzupełnienie stanowiły badania aktynometryczne, które dowiodły, że w rozpatrywanym okresie nie zmieniły się wartości komponentów bilansu promieniowania oraz warunki usłonecznienia (Olecki 2002). W roku 1980 zanotowano skrajnie niską sumę roczną usłonecznienia (1222,2 godz.) w porównaniu do danych z wieloletniego ciągu obserwacji w Krakowie w okresie od 1881 do 1997 roku (Olecki 2000).

W badanym okresie w Gaiku-Brzezowej w latach 1971–1996 wystąpiły dwie fluktuacje termiczne: chłodna (1971–1984) i ciepła (1988–1996), ukształtowane przez warunki cyrkulacji i czynniki radiacyjne na Karpackim Pogórzu Zachodnim. Przejście od jednej do drugiej z nich zaznaczyło się jesienią w postaci niewielkiego wzrostu liczby dni o skrajnych warunkach zachmurzenia. Częstość dni pogodnych wzrosła wtedy o 6,6%, a pochmurnych – o 13%. Wiosną natomiast w okresie fluktuacji cieplej przybyło tylko 4,5% liczby dni pochmurnych.

Cyrkulacja atmosferyczna w latach 1971–1996 była zdominowana przez układy antycyklonalne (51,9%) w stosunku do cyklonalnych (46%). W skrajnym przypadku, na początku fluktuacji cieplej w 1988 roku, sytuacje wyżowe pojawiły się z częstością 62,5%, podczas gdy niżowe były niemal o połowę rzadsze (36,5%). Najmniejsze zmiany częstości pojawiania się układów barycznych w okresie fluktuacji cieplej w stosunku do wielolecia 1971–1996 wystąpiły latem (około 3%) i jesienią (około 1%), co świadczy o dużej stabilności stosunków termicznych powietrza w tym półroczu i zarazem ułatwiło rozpoznanie następstw oddziaływania rzeźby i zbiornika wodnego na kształtowanie się pola temperatury powietrza (Obrębska-Starkel 2001). Ze szcze-

gółowej analizie wpływu warunków cyrkulacyjnych i zachmurzenia na reżim termiczny w Gaiku-Brzezowej w niniejszym opracowaniu wyłączono trzy-lecie 1985–1987 zdominowane przez skutki budowy zbiornika wodnego na Rabie.

#### 4. WYNIKI BADAŃ

Część analityczna niniejszej pracy została poświęcona:

- ocenie zmian zachodzących w układzie przestrzennym i w przebiegu wieloletnim stosunków termicznych na Pogórzu Karpat w rejonie Gaika-Brzezowej, dla dwóch porównywanych okresów fluktuacji termicznych: 1971–1974 i 1988–1996,

- wpływowi jednocześnie oddziałujących typów sytuacji synoptycznych (według klasyfikacji T. Niedźwiedzia 1981) i częstości dni o skrajnych warunkach zachmurzenia na stosunki termiczne w skali lokalnej w porach roku i w roku.

Szczególną uwagę poświęcono porównaniu topoklimatu grądu pogórskiego *Tilio-Carpinetum* (Las) i otwartej przestrzeni zbocza doliny (Zbocze). Część wyników tego studium przedstawiono szczegółowo w artykule pt.: *Wpływ zmian użytkowania ziemi w dolinie Raby na warunki termiczne zbiorowiska leśnego Tilio-Carpinetum* (Obrębska-Starkel 2001).

W dotychczasowych opracowaniach dotyczących pola temperatury powietrza w Gaiku-Brzezowej (Obrębska-Starkel, Grzyborowska 2000/2001) zwrócono uwagę na jego cechy, fluktuację ciepłą i chłodną w latach 1971–1996 oraz na topoklimatyczne zróżnicowanie charakterystyk termicznych.

- Wartości średniej rocznej temperatury i odpowiednich średnich sezonowych różniły się w badanych podokresach 1971–1984 oraz 1988–1996. W pierwszym z nich z zaznaczoną fluktuacją chłodną, najniższe średnie wartości temperatury powietrza występowały na stacji podstawowej – Terasa, zaś jedyne odstępstwo od tej prawidłowości dotyczyło zróżnicowania średniej temperatury lata, której najniższe wartości pojawiły się na stacji Las. Przy fluktuacji ciepłej natomiast, po powstaniu zbiornika wodnego, temperatura średnia roczna na stacji Zbocze względem stacji podstawowej Kopiec była zimną wyższa o 0,1°C, a w pozostałych porach roku i w roku o 0,4°C. Tak więc, o przeciętnym zróżnicowaniu stosunków termicznych decydowało oddziaływanie takich czynników klimatotwórczych jak: pogórska rzeźba terenu, jej deniwelacje, ekspozycja powierzchni, usytuowanie zbiornika wodnego, formy użytkowania ziemi i ich dostępność dla przepływu powietrza lub szorstkość

różnych powierzchni, zależna w dużej mierze od składu gatunkowego i struktury drzewostanu. Inne prawidłowości ujawniały stosunki termiczne w czasie obu fluktuacji we wnętrzu grądu (Las) i na Zboczu. Różnice średniej temperatury powietrza między leżącymi na niemal tej samej wysokości względnej i wysokości n.p.m. stacjami Zbocze i Las zależały od pór roku. W latach 1971–1984 na stacji na Zboczu w stosunku do Lasu było średnio w roku o  $0,5^{\circ}\text{C}$  cieplej, latem o  $0,8^{\circ}\text{C}$ , zaś w pozostałych porach roku od  $0,1^{\circ}\text{C}$  zimą do  $0,4^{\circ}\text{C}$  jesienią. Przyczyn tych różnic należy upatrywać w strukturze drzewostanu i jego zwarcie oraz w stopniu wypełnienia przestrzeni między roślinami, warunkującym możliwości dopływu promieniowania słonecznego do jego wnętrza.

Fluktuacja ciepła w latach 1988–1996 przyczyniła się w znaczny sposób w rejonie zbiornika dobczyckiego do wzrostu średniej rocznej (o ok.  $1^{\circ}\text{C}$ ) i średnich sezonowych wartości temperatury minimalnej względem okresu 1971–1984, zwłaszcza latem (do  $1,9^{\circ}\text{C}$  na stacji Kopiec).

Analiza średnich dobowych oraz średnich maksymalnych i średnich minimalnych wartości w poszczególnych porach roku pozwala na ostrożniejsze wysnuwanie wniosków na temat zróżnicowania pola temperatury powietrza w danej strukturze przestrzennej topoklimatów w zależności od występujących form użytkowania ziemi. Najkrócej można stwierdzić, że w dolinie Raby w czasie fluktuacji chłodnej (1971–1984) związek wielkości zachmurzenia z rozkładem przestrzennym i czasowym charakterystyk termicznych powietrza zaznaczał się występowaniem na stacji Terasa najniższej średniej rocznej i średnich sezonowych wartości temperatury (wyłączając sezon letni), najwyższych zaś charakterystyk termicznych – na stacji Zbocze. Zimą we wszystkich dniach, różnice średniej temperatury między rozpatrywanymi stacjami były bardzo małe ( $0,1^{\circ}\text{C}$ ), natomiast w dniach pogodnych wzmagaly się one wyraźnie ( $1,4^{\circ}\text{C}$ ).

Silne kontrasty wartości średnich maksimów, a przede wszystkim średnich minimów temperatury w dniach pogodnych nie były notowane jedynie zimą i wiosną. Mianowicie w stosunku do wszystkich dni, wartości średniej dobowej temperatury powietrza w zimie były w dolinie Raby w dniach pogodnych niższe (od  $-7,3^{\circ}\text{C}$  do  $-5,9^{\circ}\text{C}$ ) niż w dniach wszystkich (ok.  $-1,0^{\circ}\text{C}$ ). Małe zachmurzenie sprzyjało też wzrostowi wartości średnich maksymalnych w lecie ( $25,3^{\circ}\text{C}$ ), jesienią ( $16,3$ – $16,5^{\circ}\text{C}$ ) oraz roku ( $15,3^{\circ}\text{C}$ ) w porównaniu z dniami wszystkimi (odpowiednio:  $21,5$ – $21,8^{\circ}\text{C}$ ;  $12,5$ – $12,7^{\circ}\text{C}$ ;  $12,3$ – $12,5^{\circ}\text{C}$ ). W dniach pogodnych zanotowano także liczący się spadek temperatury minimalnej jesienią, wiosną i zimą. Średnie wartości temperatury zimy były

zależne od miejsca obserwacji, tzn. najniższe charakteryzowały Terasę, najwyższe – Zbocze. Oznacza to, że ich rozkład przestrzenny w okresie fluktuacji chłodnej był zdominowany przez zachodzące w obrębie doliny pogórskiej procesy wymiany energii i masy, związane z pojawianiem się inwersyjnej stratyfikacji temperatury powietrza.

W czasie fluktuacji ciepłej (1988–1996), której efekty w Gaiku-Brzezowej ulegały wzmoczeniu wskutek oddziaływania zbiornika wodnego, w dniach pochmurnych temperatura powietrza (średnia roku, zimy i lata) była wyższa aniżeli w tych samych warunkach pokrycia nieba przez chmury w czasie fluktuacji chłodnej (1971–1984). W dniach pochmurnych i przy tych samych tendencjach przebiegu temperatury powietrza średnie temperatury minimalne roku (4,2–4,3°C), zimy (-2,2°C) i w niewielkim stopniu lata (12,4°C) – podlegały wyraźnemu wzrostowi w okresie 1988–1996 w relacji do fluktuacji chłodnej (odpowiednio: 3,1–3,9°C; od -3,4°C do -2,7°C; 11,6–12,3°C).

#### 4.1. CZĘSTOŚĆ DNI POGODNYCH I POCHMURNYCH PRZY RÓŻNYCH TYPACH SYTUACJI SYNOPTYCZNYCH W GAIKU-BRZEZOWEJ W OKRESACH FLUKTUACJI CHŁODNEJ (1971–1984) I CIEPŁEJ (1988–1996)

W tabeli 1 przedstawiono częstość typów sytuacji synoptycznych opracowanych według kalendarza T. Niedźwiedzia (1997) dla dwóch pór roku: zimy i lata. Pozwoliło to zwrócić uwagę na wpływ warunków cyrkulacyjnych atmosfery na dopływ promieniowania słonecznego, a zarazem – wytypować często pojawiające się w tych okresach typy sytuacji synoptycznych. Do analizy wybrane zostały tylko te typy, których częstość w rozpatrywanym przedziale czasowym przekraczała 10%. Ten próg częstości był konsekwentnie przestrzegany przede wszystkim dla dni pochmurnych, ponieważ dni pogodne z reguły zdarzały się rzadziej (por. liczebność zbiorowości tych dni w tabeli 4 w różnych podokresach i w różnych warunkach cyrkulacyjnych). Jednakże ich wpływ na stosunki termiczne powietrza w Gaiku-Brzezowej był wyraźnie zauważalny, zwłaszcza w zmienności wartości ekstremalnych i amplitud temperatury powietrza (tab. 2).

Poszukując prawidłowości sezonowego zróżnicowania częstości występowania typów sytuacji synoptycznych w badanym terenie (tab. 1) można stwierdzić, co następuje:

– W całym okresie badań 1971–1996 dni pochmurne były najczęściej skoncentrowane przy typach sytuacji synoptycznej E+SEc (17% zimą i 12% latem) i Ca+Ka (20% zimą i 22% latem). Należy też podkreślić znaczącą rolę typu Cc+Bc (22%) oraz sytuacji cyklonalnych i antycyklonalnych przy spływie S+SW.



Tabela 1. Częstość pojawiania się dni pogodnych (A) i pochmurnych (B) zimą i latem (w %) w różnych okresach badań w Gaiku-Brzezowej przy różnych typach sytuacji synoptycznych

Sytuacje synoptyczne	1971-1996		1971-1984		1988-1996	
	zima	lato	zima	lato	zima	lato
<b>A) Dni pogodne</b>						
100 % =	232 przypadki	240 przypadków	135 przypadków	127 przypadków	72 przypadki	85 przypadków
N+NEa	3	8	4	6	.	13
N+NEc	16	14	14	15	18	11
E+SEa	14	11	9	5	25	15
E+SEc	11	7	7	9	19	6
S+SWa	27	38	17	33	36	45
S+SWc	1	4	2	7	.	.
W+NWa	2	1	3	2	.	.
W+NWc	7	5	11	2	1	8
Ca+Ka	13	5	22	9	.	.
Cc+Bc	3	8	5	12	.	1
x	3	1	5	2	.	1
<b>B) Dni pochmurne</b>						
100 % =	1166 przypadków	972 przypadki	583 przypadki	560 przypadków	437 przypadków	306 przypadków
N+NEa	5	8	4	8	6	9
N+NEc	10	4	9	6	12	2
E+SEa	7	2	10	3	3	1
E+SEc	17	12	13	8	24	15
S+SWa	9	13	10	17	10	9
S+SWc	5	11	7	12	2	8
W+NWa	6	3	7	3	5	4
W+NWc	9	3	9	3	9	3
Ca+Ka	20	22	20	20	17	23
Cc+Bc	9	20	8	18	11	23
x	2	2	3	2	1	2

Objaśnienia: pogrubiona częstość dni przy sytuacjach synoptycznych  $\geq 10\%$

– W czasie fluktuacji chłodnej, częstość dni pochmurnych wynosiła 20% (latem i zimą) przy typie Ca+Ka, zaś przy splywie powietrza z S+SW przy układach wyzowych (17%) i nizowych (12%).

– Fluktuacja ciepła w latach 1988–1996 odznaczała się największą częstością dni pochmurnych. W grupie typów sytuacji kształtujących duże pokrycie nieba przez chmury poczesne miejsca zajmowały S+SEc (24% zimą i 15% latem), Ca+Ka (17% zimą i 23% latem) oraz Cc+Bc (11% zimą i 23% latem).

– Dni pogodne w czasie badań topoklimatycznych w latach 1971–1996 były związane głównie z sytuacjami S+SWa (27% zimą i 38% latem), N+NEa (16% zimą i 14% latem).

– W czasie fluktuacji chłodnej 1971–1984 w kształtowaniu większej liczby dni pogodnych zachowała się dominacja wpływów S+SWa (17% zimą i 33% latem) oraz Ca+Ka (22% zimą). Fluktuacja ciepła – warunkująca pojawianie się dni pogodnych – zbiegła się ze wzmożonym wpływem sytuacji S+SWa (36% zimą i 45% latem) oraz ze splywem powietrza z kierunku E+SE przy wyżach i niżach (łącznie 44% zimą).

– O występowaniu dni pogodnych latem w najwyższym stopniu decydowała bez względu na rozpatrywany okres badań: sytuacja S+SWa tj. od 33% w okresie fluktuacji chłodnej do 45% w czasie fluktuacji ciepłej.

#### 4.2. CZĘSTOŚĆ I ROLA TYPÓW SYTUACJI SYNOPTYCZNYCH W LATACH 1971–1996 W KSZTAŁTOWANIU STOSUNKÓW TERMICZNYCH W DNIACH POGODNYCH I POCHMURNYCH W GAIKU-BRZEWOWEJ

Badając wpływ cyrkulacji atmosferycznej na warunki termiczne powietrza, obliczono dla dni pogodnych i pochmurnych w standardowych porach roku i w roku wartości średnie temperatury powietrza (tab. 2). Dzięki temu uwzględniono jednocześnie wpływ czynnika cyrkulacyjnego i radiacyjnego na zróżnicowanie sezonowe stosunków termicznych. Duże różnice między częstością pojawiania się dni pogodnych i pochmurnych powodują, że wyliczone wartości średniej temperatury dla pierwszej wielkości stopnia zachmurzenia mogą zaledwie wstępnie świadczyć o zmienności stosunków termicznych na rozpatrywanym terenie. Należy przy tym podkreślić, że w warunkach klimatu Polski rzadko przez dłuższy czas utrzymują się okresy o małym zachmurzeniu. Natomiast nie można na tej podstawie sugerować, że wpływ takich dni na kształtowanie się średniej i skrajnych wartości temperatury powietrza odgrywa małą rolę, ponieważ w czasie pogody o małym pokryciu nieba chmurami – spadki i wzrosty temperatury mogą znacznie przekraczać wartości przeciętne.

Tabela 2. Średnia roczna i średnie sezonowe wartości charakterystyk temperatury w wybranych sytuacjach synoptycznych w dniach pogodnych (A) i pochmurnych (B) w Gaiku-Brzezowej w latach 1971–1996

Sytuacja synoptyczna	Średnia temperatura powietrza (°C)					Średnia maksymalna temperatura powietrza (°C)				
	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
A) Dni pogodne										
N+NEa	8,5	-2,1	7,4	18,4	1,04	13,1	-0,6	13,3	24,5	15,3
S+SWa	10,1	-0,8	11,0	20,1	9,9	17,2	4,9	18,9	27,5	17,5
W+NWa	7,5	-0,1	5,3	16,7	8,4	13,0	4,8	11,1	22,1	14,0
Ca+Ka	<b>6,6</b>	<b>-6,5</b>	7,7	18,5	<b>6,8</b>	12,9	<b>-1,9</b>	15,2	25,2	13,3
S+SWc	11,0	0,8	7,8	23,7	11,8	17,8	5,8	15,9	30,9	18,5
W+NWc	7,7	1,5	5,9	15,7	7,8	11,9	4,4	<b>10,6</b>	<b>20,9</b>	11,7
Cc+Bc	9,0	1,1	9,1	17,6	8,1	13,1	3,6	13,4	23,1	12,1
B) Dni pochmurne										
N+NEa	5,6	-4,0	5,2	15,0	6,3	9,1	-1,8	9,2	19,9	9,2
S+SWa	8,4	-2,2	8,5	19,1	8,3	15,3	3,4	16,1	26,8	15,0
W+NWa	7,5	1,3	6,1	14,5	8,1	11,2	4,1	10,3	18,9	11,5
Ca+Ka	6,9	-5,1	7,5	17,1	7,9	12,1	-0,9	13,1	23,7	12,7
S+SWc	10,7	2,3	10,7	19,3	10,6	16,0	6,3	16,7	25,6	15,6
W+NWc	8,2	2,5	6,9	14,7	8,5	11,9	5,3	11,3	19,1	11,9
Cc+Bc	8,9	0,7	9,0	16,6	9,4	12,9	3,4	13,6	21,7	12,7
A) Dni pogodne										
Sytuacja synoptyczna	Średnia minimalna temperatura powietrza (°C)					Średnia amplituda temperatury powietrza (°C)				
	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
N+NEa	4,0	-3,7	1,3	12,0	6,2	9,1	<b>3,1</b>	12,0	12,5	9,1
S+SWa	3,5	-5,3	3,2	12,2	23,9	13,7	10,2	15,7	15,3	13,6
W+NWa	2,6	-5,0	<b>0,3</b>	11,1	4,1	10,4	9,8	10,8	11,0	9,9
Ca+Ka	1,0	<b>-9,8</b>	0,8	11,1	2,0	11,9	7,9	14,4	14,1	11,3
S+SWc	4,6	-4,3	0,9	15,7	6,2	13,2	10,1	15,0	15,2	12,3
W+NWc	4,0	-1,6	1,8	11,3	4,4	7,9	6,0	8,8	<b>9,6</b>	7,3
Cc+Bc	5,6	-1,4	5,4	12,6	5,8	7,5	5,0	<b>8,0</b>	10,5	<b>6,3</b>
B) Dni pochmurne										
N+NEa	2,9	-5,8	1,9	11,1	4,4	<b>6,2</b>	<b>4,0</b>	7,5	8,8	<b>4,8</b>
S+SWa	<b>2,2</b>	-6,3	1,5	10,7	<b>3,0</b>	13,1	9,7	14,6	16,1	12,0
W+NWa	4,2	-1,8	2,6	<b>10,9</b>	5,2	7,0	5,9	7,7	8,0	6,3
Ca+Ka	2,2	<b>-8,7</b>	2,2	11,0	4,4	9,9	7,8	10,9	12,7	8,3
S+SWc	5,5	-2,0	5,1	12,7	6,0	10,5	8,3	11,6	12,9	9,6
W+NWc	5,1	-0,5	3,7	11,6	5,6	6,8	5,8	7,6	<b>7,5</b>	6,3
Cc+Bc	5,8	-2,4	5,5	13,1	6,9	7,1	5,8	8,1	8,6	5,8

Objaśnienia: wartości pogrubione – najniższa; wartości podkreślone – najwyższa średnia temperatura w porach roku i roku

Dane zamieszczone w poszczególnych zespołach kolumn w tabeli 2 charakteryzują temperaturę średnią roczną i dla pór roku oraz średnie amplitudy. Mając na względzie wspomniane już uproszczenia, zastosowane w czasie konstruowania tej tabeli w kolumnach zatytułowanych „rok i pory roku”

podano odpowiednie średnie wartości temperatury powietrza oraz zaznaczono najwyższe i najniższe jej wartości w grupach dni: pogodnych i pochmurnych. I tak, najwyższe wartości temperatury powietrza w roku, w obu typach dni pojawiały się przy spływie powietrza z S+SW, najniższe zaś występowały w dniach pogodnych przy typie Ca+Ka oraz w pochmurnych – przy N+NEa.

Zimą w dniach pogodnych i pochmurnych charakterystyczne było znaczne zróżnicowanie średniej temperatury powietrza przy sytuacji W+NWc.

Od wiosny aż do jesieni istotną rolę odgrywał spływ powietrza z S i SW, przy czym w dniach pogodnych najwyższa temperatura średnia występowała wiosną przy typie S+SWa, a w pochmurnych przy S+SWc. Latem i jesienią najwyższe wartości średniej temperatury w dniach pogodnych i pochmurnych były uwarunkowane oddziaływaniem typu sytuacji S+SWc. Najniższe średnie dobowe temperatury wiosną i latem kształtowane były zarówno w dniach pogodnych, jak i pochmurnych przy spływie powietrza z kierunków W+NW, a jesienią – przy Ca+Ka dla dni pogodnych i N+NEa dla dni pochmurnych. W dniach pochmurnych wiosną, latem i jesienią różnice średniej temperatury przy wymienionych typach sytuacji w dniach o skrajnym zachmurzeniu bywały niewielkie.

T. Niedźwiedz (1981) w pionierskiej pracy o wpływie sytuacji synoptycznych na zróżnicowanie klimatu w dorzeczu górnej Wisły zajął się między innymi wartościami średniej temperatury powietrza dla standardowych pór roku. Zostały one obliczone na granicy poszczególnych pięter klimatycznych przy określonych typach sytuacji synoptycznych. Obliczenia te były wykonane dla okresu 1966–1975, przy czym opracowywane przez T. Niedźwiedzia dziesięciolecie okazało się wystarczające, by otrzymać reprezentatywne średnie wartości temperatury powietrza, odnoszące się do dowolnej wysokości n.p.m. w profilu Karpat i do różnych typów sytuacji synoptycznych.

W niniejszym opracowaniu przedstawiono (tab. 3) wyliczone średnie sezonowe wartości charakterystyk temperatury powietrza na podstawie codziennych danych przy wybranych, dominujących typach sytuacji synoptycznych, w dniach pogodnych i pochmurnych, w latach 1971–1996. Wykonano zatem próbę, aby upewnić się czy można określić zróżnicowanie temperatury powietrza w dniach pogodnych i pochmurnych zależnie od typu sytuacji synoptycznej. Stwierdzenie takiej prawidłowości mogłoby być przydatne do studiowania roli czynników solarnych i cyrkulacyjnych w kształtowaniu reżimu termicznego w standardowych porach roku w Karpatach polskich. Dane z Gaika-Brzezowej odpowiadały wartościom obliczonym przez T. Niedźwiedzia dla dolnej granicy piętra umiarkowanie ciepłego.

Z tabeli 3 wynika, że w latach 1971–1996 średnie wartości temperatury powietrza w obydwu kategoriach dni (tj. pogodnych i pochmurnych) w zależności od typów sytuacji synoptycznych były na ogół niższe od odpowiednich średnich w okresie 1966–1975, kiedy nie uwzględniano skrajnych warunków zachmurzenia nieba. Od tej prawidłowości odbiegało tylko lato z temperaturami wyższymi na stacji w Gaiku-Brzezowej w porównaniu z prze-

Tabela 3. Porównanie wartości średniej sezonowej temperatury powietrza (w °C) na dolnej granicy piętra umiarkowanie ciepłego w Karpatach, obliczonej przez T. Niedzwiedzia (1981) wyłącznie w zależności od sytuacji synoptycznych, a średnimi sezonowymi wartościami temperatury powietrza kształtującymi się w latach 1971–1996 pod wpływem sytuacji synoptycznych w Gaiku-Brzezowej w dniach o skrajnym średnim zachmurzeniu

Sytuacja synoptyczna	Zima		Wiosna		Lato		Jesień	
	TN	Oblicz.	TN	Oblicz.	TN	Oblicz.	TN	Oblicz.
A) Dni pogodne								
N+NEa	-4,5	-2,1	7,2 ↔ 7,4		16,3	18,4	5,7	10,4
S+SWa	0,5	-0,8	12,0 ↔ 11,0		19,8 ↔ 20,1		12,0	9,9
W+NWa	0,6 ↔ -0,1		6,0 ↔ 5,3		15,9 ↔ 16,7		7,8 ↔ 8,4	
Ca+Ka	-4,0	-6,5	8,8 ↔ 7,7		18,1 ↔ 18,5		9,3	6,8
S+SWc	2,8 ↔ 2,3		12,3	7,8	20,0	23,7	11,0 ↔ 11,8	
W+NWc	1,5 ↔ 2,5		7,4	5,9	16,0 ↔ 15,7		8,4 ↔ 7,8	
Cc+Bc	-1,0	0,7	10,5	9,1	17,4 ↔ 17,6		9,3	8,1
B) Dni pochmurne								
N+NEa	-4,5 ↔ -4,0		7,2	5,2	16,3	15,0	5,7 ↔ 6,3	
S+SWa	0,5	-2,2	12,0	8,5	19,8 ↔ 19,1		12,0	8,3
W+NWa	0,6 ↔ 1,3		6,0 ↔ 6,1		15,9	14,5	7,8 ↔ 8,1	
Ca+Ka	-4,0 ↔ -5,1		8,8	7,5	18,1 ↔ 17,1		9,3	7,9
S+SWc	2,8 ↔ 2,3		12,3	10,7	20,0 ↔ 19,3		11,0 ↔ 10,6	
W+NWc	1,5 ↔ 2,5		7,4 ↔ 6,9		16,0	14,7	8,4 ↔ 8,5	
Cc+Bc	-1,0	0,7	10,5	9,0	17,4 ↔ 16,6		9,3 ↔ 9,4	

Objaśnienia: NT – średnie wartości temperatury powietrza w porach roku przy sytuacjach synoptycznych w latach 1966–1995; Oblicz. – oznacza odpowiednie sezonowe wartości średniej temperatury powietrza z lat 1971–1996; ↔ – różnica średnich sezonowych wartości temperatury powietrza między okresami 1966–1975 a 1971–1996 < 1,1°C.

ciętą wartością dla dolnej granicy piętra. Wzrost temperatury lata w okresie 1971–1996 w stosunku do 10-lecia wahał się od 0,2°C przy sytuacji Cc+Bc i 0,4°C przy sytuacji Ca+Ka i osiągał aż 3,7°C dla średniej z dni pogodnych i sytuacji S+SWc.

Porównanie wyników badań z serii 1966–1975 i 1971–1996 dowodzi, że przy niektórych typach sytuacji synoptycznych różnice uzyskanych wartości temperatury są niewielkie, < 1,1°C. Stosunki termiczne osiągają pewien poziom stabilizacji bez względu na to, czy rozpatruje się wyłącznie wartości średnie temperatury w zależności od typów sytuacji synoptycznej czy też

uwzględnia się dodatkowo warunki dopływu promieniowania, biorąc pod uwagę stan zachmurzenia. Najwięcej tego rodzaju „zbieżności” temperatury powietrza występuje latem i zimą; jesienią zdarzają się one częściej niż wiosną. Być może o stabilizacji stosunków termicznych latem w okresie 1971–1996 decydują określone dominujące układy ciśnienia w tej porze roku, natomiast zmienność przejawia się zimą zarówno pod wpływem czynników cyrkulacyjnych, jak i warunków dopływu promieniowania słonecznego.

## 5. PODSUMOWANIE

W niniejszym opracowaniu rozpatrywano wyniki badań topoklimatów na Pogórzu Karpackim na podstawie wieloletnich serii obserwacji temperatury powietrza. Przedstawione powyżej wyniki wieloletnich badań topoklimatycznych w rejonie dobczyckiego zbiornika wodnego w Gaiku-Brzezowej dotyczą pomiarów meteorologicznych w różnych warunkach użytkowania ziemi. Na podstawie danych z okresu 1971–1996 zwrócono uwagę na przydatność średnich i skrajnych wartości temperatury powietrza dla roku i standardowych pór roku, gdyż pozwalają one prześledzić tendencje w wieloletnim przebiegu temperatury z uwzględnieniem roli fluktuacji ciepłych i chłodnych, a także ocenić synchroniczność występowania w strukturze topoklimatów wartości skrajnych temperatury powietrza na niewielkiej powierzchni.

W stosunku do całego terenu badano możliwość jednoczesnego oszacowania modyfikującej roli czynników solarnych i cyrkulacyjnych w kształtowaniu reżimu termicznego w standardowych porach roku. Tak więc, w rozpatrywanym przypadku uwzględniono dla Gaika-Brzezowej wpływ częstości sytuacji synoptycznych i wpływ wielkości zachmurzenia na charakterystyki termiczne w roku i sezonach. Wykazano, że przy sytuacjach synoptycznych, których częstość przekraczała 10% uzyskano wartości średniej temperatury w dniach pogodnych i pochmurnych latem, jesienią i zimą zbliżone do przeciętnej temperatury powietrza w klimatycznym piętrze umiarkowanie ciepłym w Karpatach polskich. Należy dodać, że te ostatnie były oceniane wyłącznie w zależności od wpływu sytuacji synoptycznych. Może to zatem oznaczać, że w badanym okresie oddziaływanie sytuacji synoptycznych, tudzież częstości skrajnych warunków zachmurzenia było zbieżne, a relacje między cyrkulacją atmosfery i warunkami dopływu promieniowania słonecznego w dniach o skrajnym zachmurzeniu miały charakter ustabilizowany.

## LITERATURA

- Błażejczyk K., 2000/2001, *Temperatury skrajne w przygruntowej warstwie powietrza – pomiary i zastosowania w badaniach topoklimatycznych*, Annales Univ. M. Curie-Skłod., B, LV/LVI, s. 67–74.
- Drużkowski M., 1998, *Współczesna dynamika, funkcjonowanie i przemiany krajobrazu Pogórza Karpackiego (studium geoekologiczne zlewni reprezentatywnej)*, Instytut Botaniki UJ, Kraków, s. 1–285.
- Douguedroit A., 1997, *On Relationships Between Climate Variability and Societies*, [w:] M. Yoshino i in. (red.), *Climates and Societies – A Climatological Perspective*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/Londyn, s. 21–41.
- Niedźwiedz T., 1981, *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*, Rozpr. habil. UJ, 58, Kraków, s. 1–159.
- 1988, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1951–1985)*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 71 ss.
- 1997, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1986–1996)*, (manuscript).
- Obrębska-Starkel B., 2001, *Wpływ zmian użytkowania ziemi w dolinie Raby na warunki termiczne zbiorowiska leśnego Tilio-Carpinetum*, [w:] M. Kuchcik (red.), *Współczesne badania topoklimatyczne*, Dokum. Geogr. IGI PZ PAN, 23, s. 59–73.
- Obrębska-Starkel B., Grzyborowska A., 2000/2001, *Symptomy współczesnego przekształcania ekoklimatu grądu pogórskiego Tilio-Carpinetum w Gaiku-Brzezowej*, Folia Geogr., Geographica-Physica, XXXI-XXXII, s. 31–57.
- Obrębska-Starkel B., Grzyborowska A., Janusz A., 2001, *Struktura topoklimatu w dolinie Raby w Gaiku-Brzezowej – przykłady przekształceń*, [w:] K. German, J. Balon (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie*, Problemy Ekologii Krajobrazu, X, s. 615–623.
- Obrębska-Starkelowa B., Bednarz Z., Niedźwiedz T., Trepńska J., 1994, *On the trends of climate changes on the Higher Parts of Carpathian Mountains*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 98, s. 123–151.
- Olecki Z., 2002, *Differentiation of the solar conditions in the Carpathian Foothills during 1971–1997*, [w:] *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka Foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 109, (w druku).
- Olszewski L., Żarnowiecki G., 1999 *Metody badań zróżnicowania fitoklimatu zbiorowisk leśnych w Białowieckim Parku Narodowym*, [w:] *Klimatyczne uwarunkowania życia lasu*, Konferencja Naukowa, Zakopane, 21–22 maja 1999, s. 183–190.
- Quitt E., 1992, *Topoklimatische Typen in Mitteleuropa*, [w:] *Atlas Ost- und Südeuropa*, 1.3 – M1, Österreichisches Ost und Südeuropa Institut, Wien, s. 1–27.
- Thompson R. D., Perry A., 1997, *Applied Climatology*, [w:] *Principles and practice*, New York, s. 1–352.

- Yoshino M., 1975, *Climate in a small area*, University Tokyo Press, s. 1–549.
- 1997, *Agricultural Landuse and Local Climate*, [w:] M. Yoshino i in. (red.), *Climates and Societies – A Climatological Perspective*, Kluwer Academic Publishers, s. 381–400.

## TOPOCLIMATIC RESEARCH ON POGÓRZE WIELICKIE IN THE VICINITY OF DOBCZYCE RESERVOIR

### Summary

The paper presents the evaluation and the transformation of thermal conditions in a foreland section of the Raba river in Gaik-Brzezowa in topoclimatic perspective over the period 1971–1996. The analysed data consist of mean annual and mean seasonal values of air temperature, from two climatic fluctuations: the cold one in the years 1971–1984 and the warm one in the years 1987–1996. The warm fluctuation converged with the period after the water reservoir's construction. Combined influence of cloudiness and synoptic situations frequency (according to T. Niedźwiedź) on mean air temperature was studied. For those types of synoptic situations which exceeded the frequency of 10%, the air temperature values on clear and cloudy days in summer, autumn and winter were close to mean values characteristic for the moderate warm climatic vertical zone, at its lower limit. It proves that the tendencies of both solar radiation and atmospheric circulation influence the formation of temperature characteristics in local scale.

#### *Adresy autorów:*

*Barbara Obreńska-Starkłowa, Zygmunt Olecki, Alicja Grzyborowska,  
Danuta Rauczyńska-Olecka*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ  
ul. Grodzka 52, 31–044 Kraków*

*e-mail: abokwa@grodzki.phils.uj.edu.pl;  
b.starkel@iphils.uj.edu.pl;  
a.grzyborowska@iphils.uj.edu.pl*



Evzen QUITT

## IDENTIFICATION OF TOPOCLIMATES BASED ON BOUNDARY LAYER HEAT BALANCE ANALYSIS

### 1. INTRODUCTION

By the term „topoclimate” we understand the regime of meteorological elements in a morphologically, biocenologically, hydrologically or anthropogenically defined landscape unit (Paszyński 1980). The topoclimate is thus the result of the interpenetrating effects of relief and biological, hydrological, pedological and anthropogenic components on the boundary layer and the ground layer of the atmosphere. In a vertically dissected area the influence of relief predominates against that of biological and anthropogenic components. On the other hand in flat areas the formation of the ground layer is determined mainly by the biological, hydrological and anthropogenic components (Quitt 1983, 1992). Thus it can be stated that the category topoclimate is justified only in cases when the macroclimate is modified by the effect of relief, the biological, hydrological, pedological or even anthropogenic components. The development of the topoclimate depends on the prevailing weather situation (Quitt 1968, 1971). This can either favour or preclude the development of the ground layer and thus by extension local differences in the climatic characteristics. Put simply the upper boundary of the atmospheric ground layer is, where the wind vector approaches the gradient current.

The management of solar energy depends to a great extent on the character of the active surface. In topoclimatic cartographic representation we distinguish four main kinds of active surface: overgrown with grass, cultivated plants, forests, built-up or covered with water. They differ from each other in the albedo, the effective radiation, the heat exchange by conductivity, the convection and condensation.

The relief of the region has the most important influence on the ground layer structure. The relief affects the climatological properties of the air current as well as, to a great extent, the degree of the stability of the stratification and, thus, also those quantities which are related to the distribution and dispersion

of atmospheric admixtures. The turbulent flow exerts a considerable influence on the transfer of atmospheric admixtures in the atmospheric ground layer.

The current in the ground layer of the atmosphere and its turbulence are also affected by the roughness of the earth's surface as well as by the stability of stratification. From the point of view of aerodynamics the roughness consists of two components. The first is affected by the character of the active surface, i. e. its covering with grass, trees, buildings, etc. It is usually defined by the parameter of the surface roughness, the value of which is presented as several tens percent of the average height of the barriers. The second, in our case much more important, component is the undulation of the terrain, i. e. its vertical dissection. This component which usually attains greater dimensions can be referred to as the macro-roughness of the surface or even as the vertical dissection of the surface (Lettau 1969).

Considering the distribution of admixtures in the ground layer of the atmosphere we wish to investigate, as they are important, those systems above the part of the active surface of the order of several km<sup>2</sup>. In a dissected relief, the vertical dissection (macro-roughness) exerts a greater influence on the air turbulence than the aerodynamic roughness of the surface.

Topography affects the character of the air stream in two ways. In cases of low wind velocity or in calm areas, convective motions and katabatic or anabatic processes are crucial for the transformation and duration of local current systems. In cases of great wind velocity convection becomes less important and the direct effect of relief on the air current comes into play with its typical deformation which can be observed very clearly in the lee of the barrier. This, so-called mechanical, turbulence manifests itself in several structurally different current types, of which two - the turbulence and the wave currents - are most important which occur according to the character of the surface when certain critical velocity values are exceeded.

In general the aerodynamic roughness depends on the velocity of the current. It rises with increasing velocity to its maximum and then decrease gradually. The maximum values are attained above a less diversified relief at lower velocities. In a diversified relief the maximum shifts towards greater velocities.

The effect of convex relief forms on the air current can be established on the basis of their vertical division. Not only the vertical dissection of convex forms, but even the extent and depth of concave relief forms exert a strong influence on the dynamic and thermal causes of turbulent flows. On the topoclimatic map 5 categories of the convex relief forms can be distinguished.

They differ in the different extent, duration of turbulent motions, the various effects on variability of the vertical profile of wind vector but also in the different diffusion of the atmospheric admixtures. They differ especially in the extent of the dynamic but even thermal effects on the flow field.

The third problem in the climatological analysis of the lower part of the atmospheric ground layer is the frequency of certain levels of stability of the temperature stratification and the associated climate characteristics. The intensity and duration of the thermal stratification vertical profile are affected mainly by the type of concave relief forms (basins, valleys etc.).

In large regions (more than  $300 \text{ km}^2$ ), it can be assumed that the vortex flow caused by mechanical turbulence will remain limited to the boundary air layer and be affected by the aerodynamic roughness of the active surface. The increasing influence of the surrounding relief can be observed in marginal positions. This results in a high frequency and great extent of the vortex flow in the ground layer. In the areas less than  $100 \text{ km}^2$  it can be assumed that the effect of the surrounding relief on the structure of the air current is greater than that of the aerodynamic roughness of the active surface on the territory. Because of the relief morphology a more frequent occurrence of stable stratification and, accordingly, an influence on the wind vector in vertical direction (layer of discontinuity) can be expected.

Likewise we interpreted the relative height of the surrounding slopes below 200 m, of 200–400 m and over 400 m. Particularly the slopes of high relative elevation exert a great deal of influence over local modifications of the planetary ground layer. The influence of the surrounding relief manifests itself very clearly in the structure of the air stream which is markedly influenced by the vortex and wave flows (Quitt 1981). The direction and speed of the currents differ substantially from place to place and significant deviations occur from the gradient current. The surrounding relief leads to high frequency of stable stratification and thus has a significant effect upon the wind vector in a vertical direction (layer of discontinuity).

The aim of the paper is to present the method of topoclimates identification based on the analysis of heat balance components within the boundary layer.

## 2. METHOD

### 2.1. CLIMATE OF OVERGROWN SURFACES

In general surfaces covered by grass or cultivated plants can be divided into further categories, with the heat conductivity of the substratum as the predominant factor. We can distinguish the substratum: with low conductivity in the case of light and sandy soils, with normal conductivity, with high conductivity in that of heavy loamy soils and with extremely high conductivity in that of hydromorphic alluvial soils. In these categories of active surface, the energy flows that influence the heating of the boundary air layer and evaporation are affected, apart from global radiation, mainly by the thermal and humidity character of the substratum. The differences in the albedo are also significant due to their yearly course depended on the development phases of the vegetation layer. The influence of the different sorts of grass and cultivated plants on the variability of the wind vector with height is negligible.

#### 2.1.1. CLIMATE OF OVERGROWN SURFACES WITH DRY SUBSTRATUM AND LOW THERMAL CONDUCTIVITY

During radiation weather dry surfaces with low thermal conductivity exert a strong influence on the vertical motions in the atmosphere. With a favourable gradient they promote both katabatic and anabatic processes. They favour the occurrence of radiation-based, ground air temperature inversions, high maximum temperatures and low temperature minima, a relatively low atmospheric humidity and a low evaporation.

#### 2.1.2. CLIMATE OF OVERGROWN SURFACES WITH MODERATELY HUMID SUBSTRATUM AND THERMAL CONDUCTIVITY IN NORMAL

When radiation weather occurs surfaces with normal thermal conductivity of the substratum and average humidity are characterised at midday by the normal preconditions for the development of inversions, katabatic and anabatic processes.

#### 2.1.3. CLIMATE OF OVERGROWN SURFACES WITH MODERATELY HUMID SUBSTRATUM AND HIGH THERMAL CONDUCTIVITY

In cases of radiation weather surfaces with high thermal conductivity and average humidity are characterised by low maximum temperatures and high temperature minima.

#### 2.1.4. CLIMATE OF OVERGROWN SURFACES WITH A VERY HUMID SUBSTRATUM AND EXTREMELY HIGH THERMAL CONDUCTIVITY

Surfaces with extremely high thermal conductivity and high humidity are characterised by the high values of the latent heat flow. We observe here high evaporation values and a distinctly increased probability of fog formation, markedly low maximum and increased minimum air temperatures.

### 2.2. FOREST CLIMATE

Forested surface is characterised by low values of long-wave emission of heat. In comparison to free landscape less than a quarter of total radiation falls on the ground surface. Owing to the distinctly weak effective radiation the mean diurnal air temperature decreases. The variability of the wind vector is moderately high in the boundary air layer, katabatic and anabatic processes as well as the intensity of the vertical motions in the atmosphere are distinctly reduced. The intensity of ventilation of the ground layer is strongly reduced, maximum temperature distinctly low and minimum temperature - on the contrary - high; the atmospheric humidity is normal up to increased, the snow cover has a relatively long duration but attains only a small thickness. The immediate evaporation from the ground as well as the transpiration of the herb layer of the forest are insignificant because of the low insolation and slight turbulent transfer. Concerning the effect on the energy and humidity balance, the forested surfaces are divided into coniferous, deciduous, alluvial and devastated forests and/or forests strongly damaged by phytotoxic emissions.

#### 2.2.1. CLIMATE OF CONIFEROUS FORESTS

Coniferous forests climate is characterised by a very low albedo of about 10% and a strongly reduced effective radiation from the ground surface. Anabatic and katabatic processes are strongly reduced, there are no conditions for the formation of ground inversions. The maximum temperatures are rather low, the minimum temperatures are high, the relative atmospheric humidity is slightly elevated and the evaporation is low. The duration of the snow cover is relatively long and the intensity of the exchange of turbulence is considerably low during the year. The increased interception of precipitation (as many as 40%) is also of importance.

### 2.2.2. CLIMATE OF DECIDUOUS FORESTS

Deciduous forests are characterised by a moderately low albedo of about 20%, as well as by a strongly reduced effective radiation from the ground surface in summer. The anabatic and katabatic processes are considerably reduced. In summer, the maximum temperatures are low and the minimum air temperatures are high. In winter, there is a change in the structure of the heat flows and their influence on maximum and minimum temperatures due to the absence of the closed canopy. The duration of the snow cover is moderately longer in comparison with the open grass surface. The proportion of the interception of rainfall is approximately 20%. In winter the intensity of the exchange of turbulence is low and in summer distinctly low.

### 2.2.3. CLIMATE OF ALLUVIAL FORESTS

The alluvial forests are characterised by a moderately lowered albedo of about 20% with low maximum and high minimum temperatures. The relative atmospheric humidity is distinctly raised and fog formation is probable. High evaporation values occur.

### 2.2.4. CLIMATE OF VERY STRONGLY DAMAGED CONIFEROUS FORESTS

Here we are concerned with strongly damaged or devastated coniferous forests with usually strongly developed herb layer. The effective radiation is not reduced with the closed canopy and the thermal conditions do not differ in substance from those on open surfaces. The relative atmospheric humidity and evaporation are normal.

## 2.3. CLIMATE OF URBANISED AREAS

The climate of urbanised areas is formed under influence of vertically diversified active surface of building material with an intensive human caused heat flow (thermal atmospheric pollution) and atmospheric pollution caused by solid, liquid and gaseous matters. The quantity of disengaged heat often amounts to more than 50% of the global radiation especially in the cold season of the year. The polluted air affects the global radiation considerably. In winter the decline in the intensity of insolation can attain values of up to 90% with an average of 30%, in summer with a more frequent unstable temperature stratification – about 10%. The active surface of the urbanised areas has a high thermal capacity; accordingly it accumulates the thermal energy during the day to radiate it in the night. The most part of energy radiated

in this way is absorbed by polluted air. The consequence is a low value of effective radiation (Helbig 1988).

The increase of the turbulent heat flow is connected with the distinct increase of the aerodynamic roughness of the active surface. The vertical component of the rate of circulation increases to the detriment of the horizontal component. This, together with the anthropogenic heat production as well as with the overheating of the dark urbanised surface (roofs, transport lines, etc.) results in an increase of convection. The considerable decrease of the latent heat flow causes the low humidity as most of the water is drained off from the town in the sewage system.

The production of waste heat, differences in thermal conductivity and the thermal capacity of building material, changes in the humidity balance as well as changes in the transfer of turbulence are the dominant factors of urbanised areas, whereby they all depend on the density and height of buildings.

### 2.3.1. CLIMATE OF MODERATELY URBANISED AREAS WITH PURE AIR

Urbanised areas with an average vertical diversification, a high share of green areas and relatively pure air conditions differ from other urbanised areas: they have normal values of direct insolation, and in the winter months by an anthropogenic heat flow. The variability of the wind vector with the height is also perceptible: the dimensions of the vortices amount to between 10 and 100 m with duration of between 10 and 100 sec. The temperature maxima and minima are increased and the relative atmospheric humidity is lower than in the countryside. The snow cover is preserved for a short period.

### 2.3.2. CLIMATE OF MODERATELY URBANISED AREAS WITH POLLUTED AIR

Urbanised areas with a moderate vertical dissection and a high proportion of green areas, and thus a small coverage density, and with polluted air, are characterised by low values of direct insolation and by a distinct anthropogenic heat flow in the winter months. The effective radiation is lowered due to the turbidity of the atmosphere. The variability of the wind vector with height is perceptible, the scale of the vortices ranges from 100 to 100 m and their duration from 10 to 100 sec. The maximum and minimum temperatures are raised. The relative atmospheric humidity is lower than in the countryside. The duration of the snow cover is short.

### 2.3.3. CLIMATE OF DENSE BUILT-UP AREAS WITH POLLUTED AIR

Dense built-up, vertically divided urbanised areas without green areas are characterised by distinctly low values of direct insolation as well as by an anthropogenic heat flow throughout the whole year. The albedo amounts to 20% or 30%. The effective long wave radiation is considerably reduced due to atmospheric turbidity. The variability of the wind vector depending on height is very distinct, the scale of the vortex flow ranges from about 100 m and from 100 sec. It results in considerable vertical motions in the atmosphere. The intensity of the ventilation of the boundary air layer is very low. The temperature maxima and minima are considerably high. The relative atmospheric humidity is low and evaporation is very low. The duration of the snow cover is markedly reduced.

### 2.3.4. CLIMATE OF ANTHROPOGENIC DEVASTATED SURFACES

They are represented by non-reclaimed dumps, quarries and open-cast mines covering a large area with an variable proportion of green areas. Low values of direct insolation and of the anthropogenic heat flow occur during the whole year. In comparison to the area categories mentioned previously, this category exerts a smaller influence on the height variability of the wind vector. The scale of the vortex flow ranges from 10 to 100 m, its duration from 10 to 100 sec. The temperature maxima are mostly moderately raised, its minima are distinctly low, the relative atmospheric humidity is usually the same or lower than in the surroundings, the duration of the snow cover is somewhat short.

## 2.4. CLIMATE OF WATER AREAS

Water bodies have a typical energy balance, influenced by the physical properties of water. Its effect on the ground layer of the atmosphere depends mainly on the extent, form, depth and turbidity of the water. The insolation penetrates the water to a certain depth, near the shore and in shallow waters it can reach the bottom. The absorption of the insolation is therefore distributed over a larger area than is the case with soil. The albedo of standing waters is generally lower than that of most other surfaces. In spite of this fact, water is heated more slowly due to its great thermal capacity and the existence of turbulent flows. All this reduces the overheating of the uppermost water layer.



The high values of the latent heat flow play an important role in the energy balance. These depend on the temperature of the water surface, the saturation deficit and the intensity of aeration near the water surface. Compared with the latent heat flow, the turbulent heat flow above the water surface is considerably smaller. The roughness of the water surface is very low so a laminar flow predominates i.e. molecular thermal conductivity can very often be observed here. The turbulent heat flow into the atmosphere is strongly reduced above the water surface. The specific energy balance is one of the dominant features which affects the topoclimate of water bodies.

#### 2.4.1. CLIMATE OF SMALL SHALLOW WATER BODIES

The absorption of the direct insolation in the entire vertical profile of the water reservoir including the bottom is characteristic for small shallow waters. The vertical profile of the water temperature is thus affected at the time of insolation by a partial increase of temperature at the bottom. The high values of the latent heat flow are caused by the advection of the surrounding unsaturated air. The small expanse of the water reservoir enables high intensity of the turbulent water vapour transfer. The values of the turbulent heat flow are not reduced because of the vegetation cover of the waterside parts and the effect of the surrounding surfaces with contrasting temperatures. Due to the vegetation cover and the small depth the albedo is higher than in the case of deep waters (even over 10%). The reduced aerodynamic roughness of the water surface does not affect the vertical profile of the current. The marked diurnal oscillations of the water temperature affect slightly the air temperature; the relative atmospheric humidity is raised.

#### 2.4.2. CLIMATE OF EXTENSIVE SHALLOW WATER BODIES

In the case of extensive shallow mostly round-shaped water areas, the direct insolation is absorbed in almost the entire vertical profile including the bottom. The vertical temperature profile is affected at the time of insolation by a partial temperature increase on the ground. However the latent heat flow will not be affected by the advection of the surrounding unsaturated air. It depends rather on the saturation deficit directly above the water surface. This is usually great enough to preserve the high values of the latent heat flow due to the considerable increase of the water- and consequently – the air temperature. The turbulent heat flow is considerably weaker if compared with the latent heat flow. An extensive water surface resembles namely an aerodynamically smooth surface with an almost laminar flow i.e. the transfer of thermal

energy predominantly by molecular conductivity. The low aerodynamic roughness results in an increase of wind velocity in the proximity of the water surface and an almost logarithmic vertical profile. The albedo is higher than in the case of deep waters. A striking diurnal oscillation of the water temperature can be observed especially on the wide waterside surfaces. The influence of water bodies on air temperature depends on their size. The relative atmospheric humidity is raised.

#### 2.4.3. CLIMATE OF EXTENSIVE DEEP ROUND-SHAPED WATER BODIES

Extensive deep round-shaped water bodies differ from shallow ones because of their energy balance. Direct insolation is only absorbed in the upper layer of the water. It results in a stable temperature stratification of the water and the formation of a cold water layer (Hypolimnion). The albedo is low amounting to about 8%. The values of the latent heat flow depend on a great extent on the surface temperatures of water that is heated more slowly than in the case of a compact surface but reaches much higher values at night. The lower diurnal amplitude of the water temperature of the surface layers results in a low evaporation and in a low latent heat flow. The turbulent heat flow is smaller in comparison with the latent one because of the very low aerodynamic roughness of the water surface but also because of the lower temperature. The aerodynamically smooth surface results in considerable increase of wind velocity above the water surface. The diurnal oscillation of temperature decreases and is often limited only to the waterside zone. The effect of the waters on the air temperature manifests itself in the drop of the maximum day values and in the increase of its minimum values in the waterside area.

#### 2.4.4. CLIMATE OF EXTENSIVE DEEP ELONGATED WATER EXPANSES

Extensive deep elongated water bodies are characterised by a similar energy balance as mentioned in the previous category. Only the turbulent heat flow is not affected by the low aerodynamic roughness of the surface. This cannot usually make itself felt due to small width of the water area. The diurnal oscillation of the temperature of the water surface is only perceptible near the shore. The shores of waters are mostly steep and they influence the temperature and humidity conditions at the immediate surroundings. At night the katabatic processes conduct considerably cool air over the water surface and due to evaporation contribute to the formation of fog.

## 2.5. CLIMATE OF PLAINS

The flat relief slightly influences the structure of the ground layer of the atmosphere. At the radiation weather the thermal effect i.e. the temperature contrasts among the different kinds of the active surface predominate in the development of a turbulent flow. The intensity of the turbulent flow is relatively high in the super-adiabatic part of the day. At night, it is negligible. The dynamic deformation of the flow is limited to the boundary layer or the lower part of the ground layer. It forms behind small barriers of the active surface (buildings, trees, shrubs, etc.). The atmospheric turbulence occurs predominantly over small areas with a radius ranging between 1 and 10 m and duration from 1 to 10 sec. The variability of the wind vector depends on the height is small. The wind vector above the boundary layer does not differ considerably from the gradient current and it can be assumed to be identical at a height of about 500 m. Dispersion of atmospheric admixtures reach high values.

## 2.6. CLIMATE OF HILLY LANDS

The hilly land climate considerably influences the structure of the atmospheric ground layer. The dynamic causes of the development of vortex currents are strongly affected by relief diversification, much more than by small barriers on the active surface. The formation of vortex currents is affected mainly by temperature contrasts between the individual kinds of active surface i. e. by the distribution of energy. In the lower part of the ground layer, the confluence and diffluence of the streamlines begin to play a role, more distinctly where there is a stable temperature stratification. The wind vector is considerably affected by relief, both vertically and horizontally, which also results in various dispersion of atmospheric admixtures. The direction of the current above the boundary layer differs distinctly from the gradient current and they become identical only at heights of more than 500 m above the surface.

## 2.7. CLIMATE OF HIGHLANDS

The highland relief significantly influences the structure of the ground layer of the atmosphere. The effect of the aerodynamic roughness of the active surface is pushed strongly into the background by the macro-roughness of the surface. The wind vector in the ground layer is therefore affected mainly by the relief' character. The direction and velocity of the air current differ very

distinctly from place to place, deviations from the gradient current occur. According to the relief diversity we can observe significant effects on the vortex and wave flows. The phenomena of confluence and diffluence of streamlines afflict the entire lower part of the ground layer of the atmosphere. The atmospheric vortices have radius of 100 to 1000 with the duration of 1000 sec. The wind vector is strongly affected by relief that results in considerable deviations from the gradient current. The dispersion of atmospheric admixtures is very low, but variable. Local differences in the Cree heating of an active surface by solar beams cause a great vertical exchange of air mass. The effect of turbulence of thermal origin is very important at low wind velocities as well as at clear weather. At the high wind velocities the effect of mechanical turbulence prevails.

High convection over the differently insolated slopes distinctly affects the air streams. Suitable gradient conditions favour the development of anabatic processes so that the components of the thermal deformation of the current play an important role during radiation weather.

## 2.8. CLIMATE OF MOUNTAINS

The mountain relief significantly influences the structure of a thick ground layer of the atmosphere. The thermal causes of the current deformation are mainly created by the great differences in the radiation balance of the differently orientated slopes. The effect of the individual kinds of active surface on the distribution of conveyed energy is pushed somewhat to the background. The differences in the quantity of solar energy together with favourable gradient conditions result in a distinct anabatic current as a component of convective circulation. Just as the component of thermal deformation of the current grows, so does the importance of the dynamic causes of the development of turbulent flow. The phenomena of the confluence and diffluence of the streamlines merge into the waviness of the streamlines that can cover the whole planetary ground layer of the atmosphere. The atmospheric turbulence can attain a meso-spatial scale with a radius of up to  $10^4$  m and duration of  $10^3$  to  $10^4$  sec. Differences in radiation and heat balances together with favourable gradient conditions result in the development of local circulation systems of convective dimensions. The intensive relief causes a great vertically and even horizontally variability of the wind vector and deviations from the gradient current. The dispersion of atmospheric admixtures is as average very low, both in time and space.

## 2.9. CLIMATE OF HIGH MOUNTAINS

The relief of high mountains plays a role in the development of a very thick and spatially differentiated ground layer of the atmosphere. The influence of the active surface is pushed completely into the background except in glacier regions. The local difference in heating together with very favourable gradient conditions result in a strong anabatic flow with a very intensive vertical exchange of air masses. In addition to the great influence of the turbulence of thermal origin dynamic causes of vortex flow increase as well. The atmospheric turbulence has dimensions with a radius of up to  $10^5$  m and duration of about  $10^4$  sec. Thermal causes with advantageous gradient conditions favour the development of numerous local circulation systems. The high mountain relief causes very great deviations from the gradient current. The waviness of the streamlines surpasses, as a rule, the frame of the high mountain relief and forms a wave stream in the lee.

## 2.10. CLIMATE OF SMALL FLAT DEPRESSIONS

Within the small flat concave forms the thermal causes of the deformation of the current are created mainly by the effects of temperature contrasts between the individual kinds of the active surface. They are overplayed by the dynamic current deformation caused by the hilly land relief surrounded the concave form. The vertical wind vector is strongly influenced by the character of the adjacent relief than by the concave form. The atmospheric vortices are mostly on a small-space scale with a radius between 10 and 100 m and a duration of 10 to 100 sec. Low dispersion of atmospheric admixtures is observed at stable stratification with a vertical vortex component. With regard to the surrounding hilly land relief as the catchment area of cold air and the area of the concave form itself, a medium frequency of slight inversions with a short duration can be taken for granted. The small differences in the relative altitude between the bottom of depression and the surrounding manifest themselves in slight decrease of the effective radiation (of 1% to 2%).

## 2.11. CLIMATE OF SMALL DEEPER DEPRESSIONS

At radiation weather the small deep concave forms are characterised by a striking component of the thermal deformation of the air streams. The influence of the contrasts of the active surface seems to be less important in comparison to the very differentiated radiation balance at the slopes that surround the concave form. The differences in the radiation- and heat-balances of

the slopes result in the development of an anabatic current favouring convective circulation. The high convection affect the air moves in the lower part of the ground layer of the atmosphere. The atmospheric vortices are not only limited to the margin of the concave form and they have the radius of  $10^3$  to  $10^4$  m and a duration of up to  $10^3$  sec. The vertical wind vector is affected hardly by the surrounding relief. The highland relief surrounding this category of concave forms is a significant and extended catchment area of cold air. The inversions are very frequent here. They have a long duration and high intensity what result in limitations of horizontal visibility and very poor dispersion of atmospheric admixtures. With respect to the considerable differences in the altitude between the bottom of the depressions and the surrounding relief the effective radiation can decrease by 5–10%.

## 2.12. CLIMATE OF MEDIUM SIZED FLAT DEPRESSIONS

The reasons for the development of the vortex flow are to be found in the effect of temperature contrasts of the individual active surfaces. The dynamic deformation of the current which is limited to the boundary layer and lower parts of the ground layer is only dominant in the transition to the hilly relief, surrounded the concave form. A small variability of the wind vector depends on the height is observed. Atmospheric vortices of a mostly small-spatial scale with a radius of 10 to 100 m and a duration of 10 to 100 sec are characteristic. In periods with a super-adiabatic gradient, high dispersion of atmospheric admixtures occurs. The frequency of inversions is low, its duration short and its intensity weak. The effective radiation is not affected markedly by the surrounding relief.

## 2.13. CLIMATE OF MEDIUM SIZED DEEPER DEPRESSIONS

In medium-sized deeper concave forms the dynamic as well as the thermal components of the air streams deformation are developed. The surrounding slopes have a very differentiated radiation balance. The inclination of the slopes distinctly favours the development of an anabatic flow what results in an intensive convection. The dynamic deformation of the air current, affected by the surrounding highland, also affects the lower part of the ground layer of the atmosphere. The atmospheric vortices attain a scale of the order of the radius of  $10^1$  m with the duration of  $10^1$  sec. The wind vector is strongly affected by the surrounding relief – in periods of unstable stratification the dispersion of the atmospheric admixtures is normal, in those of stable stratification the dispersion is very low.

The highland relief in the surroundings forms creates inversions of moderate intensity and not-long duration. The effective radiation can decrease by 5% to 10%.

#### 2.14. CLIMATE OF MEDIUM SIZED VERY DEEP DEPRESSIONS

The medium-sized very deep concave forms influence the formation of a thick ground layer of the atmosphere. The strongly differentiated radiation balance of the slopes surrounding accentuates the thermal causes of the deformation of the air streams. The differences in the quantity of the solar energy together with a favourable declivity of the slopes result in the development of anabatic processes as a component of convective circulation. The dynamic causes of the development of turbulent flows are also significant. The waviness of the streamlines due to the surrounding mountain relief forms a wave flow above the deep concave forms. The atmospheric vortices again a meso-spatial scale with a radius of up to  $10^4$  m and even a duration of  $10^4$  sec. Favourable conditions for the development of local circulation systems of convective scale exist between the surrounding mountain relief and the concave form. The vertical wind vector is distinctly forming by the surrounding relief. Due to very high frequent stable stratification, extremely low long-term dispersion of the atmospheric admixtures is registered.

These surfaces exert a decisive influence on the stabilisation of the profile of the ground layer of the atmosphere. They are associated with all the negative consequences of the limitation of horizontal and vertical visibility as well as the very low dispersion of atmospheric admixtures. The possible increase in the concentration of pollution results in a deformation of the advection and in the final balance of energy. The frequency of temperature inversions is very high. They have a long duration and very strong intensity. The effective radiation on the periphery of depressions can decrease by more than 15% and in its centre by 5%.

#### 2.15. CLIMATE OF EXTENSIVE DEEPER DEPRESSIONS

Because of the extensive area of these forms the thermal causes of the vortex flow is not significantly affected by the differentiated radiation balance of the slopes. The dynamic causes of the vortex flow that affects the lower part of the ground layer of the atmosphere are more significant. The vortices attain the meso-scale with a radius of up to  $10^4$  m and the duration of  $10^1$  sec. The wind vector is forming under the surrounding relief. At stable stratification the dispersion values are very low. The highland relief in the surroundings

forms stimulates intensive and very frequent temperature inversions. Effective radiation can decrease by 5–10%.

## 2.16. CLIMATE OF EXTENSIVE VERY DEEP DEPRESSIONS

The extensive very deep concave forms participate in the formation of a very thick ground layer of the atmosphere. Because of the extensive area of the concave form the marked differences in the radiation balance of the surrounding slopes are not the dominant factor in the development of the vortex flow. More important are the dynamic causes of the vortex flow, which results in a wave current above the concave form. The atmospheric vortices have a meso-scale (up to  $10^4$  m and  $10^4$  sec) and thus the conditions for the development of local circulation systems exist. The vertical wind vector is affected by the surrounding relief. The high frequency of stable stratification and its very long duration result in low dispersion of atmospheric admixtures. The extensive deep concave forms bring a stabilisation of the great part of the ground layer of the atmosphere. They are also associated with the frequent occurrence of condensation, with the limitation of horizontal as well as vertical visibility and with a very bad dispersion of the atmospheric admixtures. The increase in the concentration of immissions results in a decrease in the quantity of solar energy. The frequency of inversions is high, they are of long duration and very strong. In the bottom of depressions decrease of the effective radiation by more than 10% occurs.

## 2.17. CLIMATE OF DEEP INCISED DEPRESSIONS

The deep narrow concave forms are characterised by very different radiation balances of the surrounding slopes which surpasses the influence of the active surface. The considerable variability of the quantity of the solar energy result in the support of convective circulation. The significance of the dynamic causes of the development of the vortex flow is affected mainly by the vertical dissection of the adjacent relief. The very marked influence of the confluence of the streamlines depends on the direction of the macrosynoptic current. If it flow along the valley, an orographical acceleration of the circulation can occur. If the direction of the current crosses the valley, the effect of the surrounding relief predominates. In general, the dispersion of the atmospheric admixtures is low and in periods of stable stratification it is even very low.



In valley systems surrounded by a medium-sized catchment a high frequency of situations with stable stratification of the valley profile can be supposed, the duration of the inversions is short and their intensity moderately strong. In comparison with the previous categories the narrow deep incised valley systems with a very extensive catchment area of cold air have a very high frequency of stable stratification of the valley profile and strong inversions with duration of several days.

## LITERATURE

- Helbig A., 1988, *Analyse anthropogener Einflüsse auf das urbane Lufttemperaturfeld mittels eines Energiebilanz- und eines Grenzschichtmodells*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 4, s. 241–248.
- Lettau H., 1969, *Note on aero-dynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element absorption*, Journ. of Applied Meteorol., 8, s. 828–832.
- Paszyński J., 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych (Methods of topoclimatic mapping)*, [in:] M. Kuchcik (red.), *Metody opracowań topoklimatycznych*, Dokum. Geogr., 3, s. 13–28.
- Quitt E., 1968, *Entwurf der Konzeption einer gelendeklimatischen Uebersichts- und Detailkarte*, Zprávy Geografického ústavu ČSAV, 5, s. 10–15.
- 1971, *Mesoclimatic regionalisation*, Studia Geographica, 21, s. 65–71.
- 1981, *Der Einfluss geographischer Faktoren auf die Gestaltung der Grundund bodennahen Schicht der Atmosphäre – dargestellt am Beispiel einer mesoklimatischen Rayonierung der ČSSR im Maßstab 1:500 000*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 1, s. 21–29.
- 1983, *Potentielle Voraussetzungen der Gestaltung der atmosphärischen Grundschicht als Unterlage der mesoklimatischen Rayonisation*, Zeszyty naukowe UJ, Prace Geogr., 57, s. 133–140.
- 1992, *Topoklimatische Typen in Mitteleuropa*, [In:] *Atlas Ost- und Südosteuropa*, Österreichisches Ost- und Südosteuropa Institut, 1.3 M1, s. 1–27

## WYDZIELANIE JEDNOSTEK TOPOKLIMATYCZNYCH NA PODSTAWIE BILANSU CIEPLNEGO WARSTWY GRANICZNEJ

### Streszczenie

Klimat danego miejsca (topoklimat) kształtuje się pod wpływem rzeźby terenu, roślinności, ale także warunków hydrologicznych, glebowych i działalności człowieka. W przypadku silnie rozczłonkowanej rzeźby terenu, to głównie jej rodzaj determinuje warunki topoklimatyczne. Z kolei na obszarach płaskich dominującą rolę odgrywają warunki wodne i roślinne oraz rodzaj zagospodarowania i użytkowania terenu.

Analiza powyższych elementów środowiska geograficznego posłużyła autorowi do wyodrębnienia kilku grup i typów topoklimatu. Jako podstawowy czynnik różnicujący poszczególne typy topoklimatu autor przyjmuje rodzaj dominującego strumienia ciepła w warstwie granicznej atmosfery. Wymiana ciepła jest kształtowana i modyfikowana przez szereg cech fizycznych podłoża, spośród których autor największą wagę przykłada do jego szorstkości i wilgotności oraz pojemności cieplnej pokrywy glebowej a także do wielkości i rozczłonkowania powierzchni.

Autor wyróżnia 17 grup topoklimatu. W czterech spośród nich dominującą rolę w kształtowaniu warunków topoklimatycznych odgrywa rodzaj pokrycia i użytkowania terenu, a w pozostałych – rzeźba terenu.

W pierwszej grupie topoklimatów (obszarów trawiastych i rolnych) o cechach klimatu lokalnego decyduje rodzaj powierzchni czynnej; w zależności od wilgotności gleby wyróżnia się cztery typy topoklimatu (o glebach suchych, słabo uwilgoconych, wilgotnych i bardzo wilgotnych).

Druga grupa topoklimatów (obszarów zalesionych) obejmuje cztery typy nawiązujące do typu siedliskowego lasu (lasów iglastych, liściastych, aluwialnych i iglastych, silnie zdegradowanych).

Trzecia grupa topoklimatów (terenów zabudowanych) łączy w sobie cztery typy wyróżniające się odmiennym stopniem zurbanizowania i zanieczyszczenia powietrza (umiarkowanie zabudowane ze stosunkowo czystym powietrzem, umiarkowanie zabudowane o zanieczyszczonym powietrzu, gęsto zabudowane o zanieczyszczonym powietrzu oraz tereny silnie zdegradowane).

Czwarta grupa topoklimatów (obszarów wodnych) różnicuje się na trzy typy o odmiennej głębokości i wielkości zbiornika (głębokie i płytkie oraz małe i rozległe).

Pozostałe grupy topoklimatów wiążą się z dominującą formą rzeźby terenu. Autor podaje cechy charakterystyczne lokalnych warunków klimatycznych oraz omawia te elementy środowiska, które prowadzą do ich różnicowania. Wyróżnione są następujące grupy topoklimatów: 5) obszarów równinnych, 6) obszarów pagórkowatych, 7) obszarów wyżynnych, 8) obszarów górskich, 9) obszarów wysokogórskich, 10) obszarów niewielkich obniżeń, 11) obszarów znacznych obniżeń, 12) den płytkich obniżeń średniej wielkości, 13) den głębokich obniżeń średniej wielkości, 14) den bardzo głębokich obniżeń średniej wielkości, 15) den głębokich obniżeń znacznej wielkości, 16) den bardzo głębokich obniżeń znacznej wielkości, 17) wąskich i głębokich form dolinnych.

W charakterystyce obszarów wklęsłych autor podkreśla znaczącą rolę ich głębokości i wielkości w kształtowaniu pola wiatru, wymiany ciepła i rodzaju stratyfikacji termicznej w przygruntowej warstwie powietrza.

*Adres autora:*

*Evžen QUIIT*

*Akademie ved ČR, Ústav geoniky*

*Drobného 28, Brno – Černá pole 61300*

Krzysztof Błażejczyk, Robert Twardosz, Anna Kunert

## ZMIENNOŚĆ WARUNKÓW BIOTERMICZNYCH W KRAKOWIE W XX WIEKU NA TLE WAHAŃ CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ

### 1. WPROWADZENIE

Ostatnie dwie dekady XX wieku zaznaczyły się wyraźnym ociepleniem atmosfery w skali globalnej. Analiza ponad dwustuletniej serii pomiarów temperatury powietrza w Krakowie wskazuje na istnienie trendów termicznych i to pomimo dużych wahań temperatury powietrza w poszczególnych latach (Trepńska 1997). Średnia roczna temperatura w okresie 1792–1995 wzrosła o ponad 1°C. Najsilniejszy dodatni trend temperatury zanotowano w miesiącach zimowych (w styczniu 1,65°C na 100 lat). W miesiącach letnich wystąpiły słabe trendy ujemne. Nie wszystkie dwustuletnie serie pomiarów temperatury na obszarze Europy Środkowej potwierdzają występowanie trendów. Natomiast istnieje w tym okresie kilka fluktuacji temperatury powietrza (Paczos 1993).

W Polsce Południowej obserwuje się także długookresowe wahania cyrkulacji atmosferycznej. T. Niedźwiedź (1993) stwierdza występowanie na tym obszarze znacznych wahań cyrkulacji atmosferycznej, której przypisuje wiodącą rolę w kształtowaniu poszczególnych elementów klimatu. Również warunki klimatu odczuwalnego zmieniają się głównie pod wpływem wahań cyrkulacyjnych (Niedźwiedź i in. 1994–1995).

Współczesne badania bioklimatyczne uwzględniają wpływ na człowieka szeregu elementów meteorologicznych. Coraz częściej stosuje się w tym celu metody oparte na analizie bilansu cieplnego człowieka (Błażejczyk 2001; Kozłowska-Szczęśna i in. 1997; Twardosz 1995). Niestety niewiele stacji meteorologicznych dysponuje długimi i homogenicznymi ciągami pomiarów. Do takich wyjątkowych placówek należy stacja naukowa Zakładu Klimatologii UJ w Krakowie, funkcjonująca nieprzerwanie od końca XVIII stulecia. Dane gromadzone na tej stacji obejmują wszystkie elementy meteorologiczne kształtujące warunki bioklimatyczne. Wstępnej analizie zmian warunków bioter-

micznych w Krakowie dokonali wcześniej współautorzy obecnego opracowania (Błażejczyk, Twardosz 2002).

Celem opracowania jest ocena zmienności warunków biotermicznych w Krakowie w latach 1901–2000 na tle obserwowanych w tym stuleciu trendów termicznych, wielkości zachmurzenia i prędkości wiatru. W pracy określono również związek wybranych wskaźników klimatu odczuwalnego z kompleksowymi wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej.

## 2. MATERIAŁY I METODA

Do oceny warunków biotermicznych w Krakowie wykorzystano średnie miesięczne wartości elementów meteorologicznych (temperatura powietrza, zachmurzenie ogólne, prędkość wiatru, ciśnienie pary wodnej i wilgotność względna powietrza) z południowego terminu obserwacyjnego (12:00 UTC), z lat 1901–2000. Dane pochodzą ze stacji klimatologicznej Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, usytuowanej w centrum miasta na terenie Ogrodu Botanicznego.

Warunki biotermiczne określono przy pomocy dwóch wskaźników: temperatury odczuwalnej (*STI*) oraz przewidywanej izolacyjności termicznej odzieży (*Iclp*). Wskaźnik *STI* określa odczucia cieplne człowieka powstałe w wyniku ekspozycji na warunki otoczenia. Wyznacza się go poprzez rozwiązanie równania bilansu cieplnego człowieka przy zastosowaniu modelu wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem MENEX\_2002, który ma następującą postać ogólną:

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

gdzie:

*M* – metaboliczna produkcja ciepła,

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

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

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

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

Wskaźnik *STI* określa odczucia cieplne człowieka, które powstają w wyniku reakcji receptorów ciepła i zimna na bodźce termiczne, docierające z oto-

czenia i z wnętrza ciała. W przypadku zimnych warunków otoczenia o odczuciu ciepła informują termoreceptory rozmieszczone w skórze, natomiast o gorących warunkach otoczenia – sygnały z termoreceptorów umieszczonych w ośrodkowym układzie nerwowym.

Podstawą wskaźnika *STI* jest wartość tzw. średniej temperatury promieniowania (*Mrt*), która odzwierciedla natężenie bodźców termicznych otoczenia; składają się na nie zarówno temperatura powietrza, jak i ilość pochłoniętego promieniowania słonecznego. Odczucia cieplne kształtują się w wyniku różnorodnych procesów termofizjologicznych wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem, a wartość *STI* jest kombinacją wartości *Mrt* oraz ustalonej w efekcie dynamicznych procesów adaptacji organizmu do warunków otoczenia tzw. wynikowej wartości salda wymiany ciepła ( $S^*$ ) i jest wyrażona w °C:

– w przypadku, gdy  $S^* < 0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

$$STI = Mrt - [ |S^*|^{0,75} / (5,386 \cdot 10^{-8}) + 273^4 ]^{0,25} - 273$$

– w przypadku, gdy  $S^* \geq 0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

$$STI = Mrt + [ |S^*|^{0,75} / (5,386 \cdot 10^{-8}) + 273^4 ]^{0,25} - 273$$

gdzie:

współczynnik  $5,386 \cdot 10^{-8}$  ma miano  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ .

Wskaźnik *Iclp* został zaproponowany przez A.C. Burtona i O.G. Edholma (1955) dla badań termofizjologicznych warunków pracy w terenie otwartym. *Iclp* określa izolacyjność termiczną odzieży jaka powinna być używana w danych warunkach meteorologicznych i przy danej aktywności fizycznej człowieka. *Iclp* jest funkcją temperatury powietrza (*t*) i prędkości wiatru (*v*) oraz metabolizmu (przyjętego w badaniach jako  $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ). Liczy się go według wzoru:

$$Iclp = \{0,082 [91,4 - (1,8 t + 32)]\} / (0,01724 M) - 1 / [0,61 + 1,9 (v)^{0,5}]$$

Wzrost wartości *Iclp* wskazuje na nasilanie się stresu chłodu, związanego z panującymi warunkami biotermicznymi.

Omówione wyżej wskaźniki biotermiczne są najczęściej wykorzystywane do badań opartych na wartościach chwilowych elementów meteorologicznych. W obecnym opracowaniu, które korzysta z danych meteorologicznych uśrednionych dla kolejnych miesięcy, wskaźniki *STI* i *Iclp* ilustrują zmiany długookresowe warunków biotermicznych. Wartości wskaźników nie można odnosić do konkretnych reakcji fizjologicznych człowieka.

Obliczenia wskaźników *STI* oraz *Iclp* przeprowadzono przy pomocy programu BioKlima, wersja 2.00 (Błażejczyk, Błażejczyk 2002).

Do oceny warunków cyrkulacji atmosferycznej wykorzystano typologię T. Niedźwiedzia (2001) opracowaną dla Polski Południowej. Typologia ta uwzględnia procesy mezosynoptyczne zachodzące na obszarze dorzecza górnej Wisły. Najważniejszymi elementami cyrkulacji atmosfery są: kierunek adwekcji i rodzaj układu barycznego. Typologia T. Niedźwiedzia obejmuje 21 typów sytuacji synoptycznych. Wśród nich 16 typów stanowią sytuacje adwekcyjne (po 8 antycyklonalnych i cyklonalnych). Cztery sytuacje charakteryzuje bądź stagnacja powietrza (brak adwekcji) albo też występowanie w ciągu doby bardzo zmiennej adwekcji, a więc: Ca – centrum wyżu, Ka – klin wyżowy, Cc – centrum niżu, Bc – bruzda cyklonalna. Symbolem X oznaczono sytuacje nie dające się zaklasyfikować.

Na podstawie powyższej typologii cyrkulacji obliczono wskaźniki cyrkulacyjne: P (wskaźnik strefowy), S (wskaźnik południkowy) i C (wskaźnik cykloniczności) według metody Murray'a i Lewisa, zaprezentowanej w pracy T. Niedźwiedzia (1993). Wskaźniki cyrkulacyjne są liczbami niemianowanymi, wyrażającymi sumę punktów za analizowany okres, które są przypisane poszczególnym typom sytuacji synoptycznych.

Wskaźnik P wyznacza się poprzez sumowanie następujących punktów przypisanych każdemu kierunkowi adwekcji :

W: +2; NW, SW: +1; NE, SE: -1; N i S i pozostałe typy cyrkulacji 0.

W przypadku wskaźnika S (cyrkulacji południkowej) sumuje się punkty:

S: +2; N:-2; SW, SE: +1; NW, NE: -1.

Wskaźnik C (cykloniczności) oblicza się sumując punkty według zasady: +2 dla Cc i Bc, +1 dla pozostałych sytuacji cyklonalnych, -2 dla Ca i Ka, -1 dla pozostałych sytuacji wyżowych.

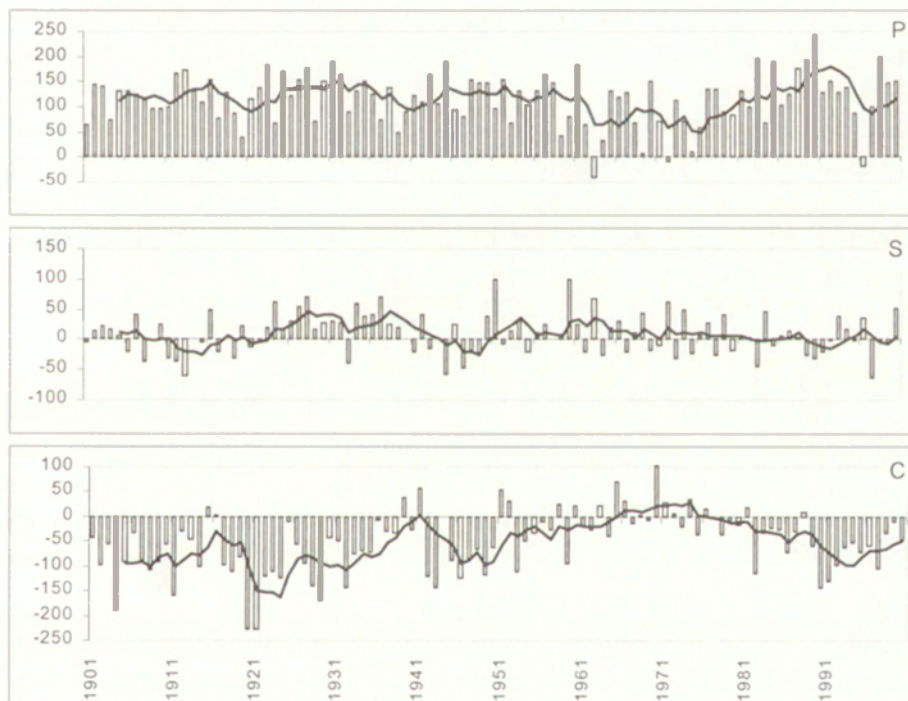
Wysokie wartości wskaźnika P występują przy wzmożonej cyrkulacji strefowej o składowej zachodniej, a niskie przy składowej wschodniej. Wskaźnik S informuje o intensywności cyrkulacji południkowej. Przy wysokich jego wartościach przeważa składowa południowa cyrkulacji. Liczby ujemne świadczą natomiast o zwiększonym udziale składowej północnej. Wartości dodatnie wskaźnika C mówią o przeważającym oddziaływaniu niżów, natomiast wartości ujemne pojawiają się przy przewadze sytuacji wyżowych.

Przy analizie trendów zmian wskaźników *STI* i *Iclp* oraz związków pomiędzy nimi a współczynnikami cyrkulacji wykorzystano program STAT-GRAPHICS PLUS.

## 3. WYNIKI

## 3.1. ZMIENNOŚĆ WARUNKÓW CYRKULACYJNYCH

Fluktuacje warunków cyrkulacji atmosferycznej w Polsce Południowej w XX wieku ilustrują wskaźniki: strefowy – P, południkowy – S i cykloniczności – C (ryc. 1). Największą zmiennością wyróżnia się wskaźnik strefowy, tzn. progresji wpływów Atlantyku. Jego średnia wartość roczna dla całego stulecia wynosi 116,3, co świadczy o zdecydowanej przewadze składowej zachodniej cyrkulacji. Największe nasilenie składowej zachodniej w skali rocznej wystąpiło w latach 1911–1917, 1923–1934, 1943–1951 i 1983–1993. Występowanie cyrkulacji strefowej o składowej wschodniej zaobserwowano jedynie w latach: 1963, 1972 i 1996. W przebiegu rocznym największe nasilenie składowej zachodniej przypada na zimę, a najmniejsze wiosną.



Ryc. 1. Roczne wartości wskaźników: cyrkulacji strefowej (P), cyrkulacji południkowej (S) i cykloniczności (C) w Krakowie w latach 1901–2000; linią ciągłą zaznaczono 5-letnie średnie ruchome

Annual values of zonal (P), meridional (S) and cyclonicity (C) circulation indices in Cracow in the years 1901–2000; line indicates 5 year moving averages

Stosunkowo małą zmienność w analizowanym okresie wykazuje wskaźnik cyrkulacji południkowej S. Średnia wiekowa wartość roczna wskaźnika wynosi 9,2. Swe największe wartości osiągnął on w latach 1920–1940. Wartości ujemne, świadczące o dużej roli składowej północnej w cyrkulacji południkowej, pojawiały się często przed rokiem 1920 oraz w okresie 1940–1949 i po roku 1980. W przebiegu rocznym wskaźnik S osiąga największe wartości jesienią. Wartości ujemne występują latem, co oznacza, że istnieje większy udział składowej północnej niż południowej.

Ujemna, średnia stuletnia wartość roczna wskaźnika C (-52,3) mówi, że obszar dorzecza górnej Wisły znajduje się częściej pod wpływem układów antycyklonalnych niż cyklonalnych. Przewaga lat z dodatnimi wartościami tego wskaźnika wystąpiła tylko w okresie 1963–1976. W przebiegu rocznym wskaźnik C osiąga wartość 0 wiosną, co oznacza równowagę pomiędzy tymi dwoma układami. Dominacja sytuacji antycyklonalnych jest największa jesienią.

Podsumowując analizę rocznych przebiegów wskaźników C, P i S można stwierdzić, że wykazują one nieregularne fluktuacje. Pierwszy z nich przedstawia istotną tendencję rosnącą, a pozostałe dwa nie wykazują zmian. Najbardziej widoczne zmiany w cyrkulacji zaznaczyły się w ostatnich trzech dekadach XX wieku. Polegają one na intensyfikacji cyrkulacji strefowej o składowej zachodniej oraz na równoczesnym osłabieniu częstości występowania układów niskiego ciśnienia i napływu powietrza z sektora południowego na rzecz adwekcji powietrza z sektora północnego.

### 3.2. ZMIENNOŚĆ WARUNKÓW BIOTERMICZNYCH

Warunki biotermiczne kształtują się w wyniku działania na człowieka różnych bodźców meteorologicznych i swoistych reakcji fizjologicznych organizmu. Dlatego, przed przystąpieniem do analizy zmienności warunków biotermicznych, należy zwrócić uwagę na wiekowe zmiany podstawowych elementów meteorologicznych: temperatury powietrza, prędkości wiatru i wielkości zachmurzenia.

W XX wieku średnia miesięczna temperatura powietrza w Krakowie w godzinach południowych wzrosła średnio o  $0,86^{\circ}\text{C}$ . W poszczególnych miesiącach zmiany te wahały się od  $-0,28^{\circ}\text{C}$  w lipcu do  $1,79^{\circ}\text{C}$  w lutym. Prędkość wiatru zmalała średnio w roku o  $1,32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , a trend zmian wahał się od  $-0,99\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  we wrześniu do  $-1,80\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  w kwietniu. Słaby, malejący trend obserwuje się także w przypadku średniej wielkości zachmurzenia; średnio



w roku wynosi on  $-1,08\%$  i waha się od  $-6,69\%$  w sierpniu do  $+3,88\%$  we wrześniu (tab. 1). Jedyne w przypadku prędkości wiatru obserwowane trendy są istotne statystycznie w każdym z miesięcy. W odniesieniu do temperatury powietrza istotne statystycznie są trendy tylko w kwietniu, sierpniu oraz w całym roku, a dla zachmurzenia – trendy w sierpniu i październiku.

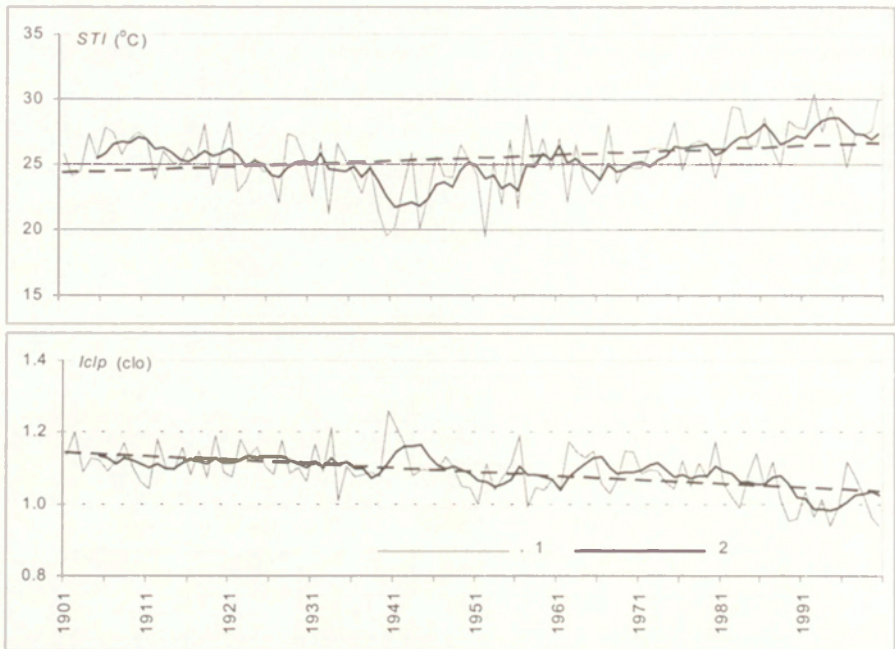
Tabela 1. Wartości trendów i ich współczynników korelacji ( $r$ ) dla niektórych elementów meteorologicznych (temperatura powietrza –  $t$ , prędkość wiatru –  $v$ , zachmurzenie –  $N$ ) i wskaźników biotermicznych, w Krakowie w okresie stuletnim (1901–2000)

Okres	$t$ (°C)	$v$ (m s <sup>-1</sup> )	$N$ (%)	$STI$ (°C)	$Iclp$ (clo)
styczeń	1,28	-1,31	-2,62	3,79	-0,14
luty	1,79	-1,35	-0,75	1,72	-0,17
marzec	0,63	-1,29	-1,24	3,01	-0,08
kwiecień	1,31	-1,80	-3,55	4,71	-0,15
maj	0,51	-1,67	0,92	1,49	-0,10
czerwiec	0,37	-1,15	2,80	1,78	-0,08
lipiec	-0,28	-1,37	0,17	0,56	-0,04
sierpień	1,50	1,56	-6,69	3,66	-0,16
wrzesień	0,03	-0,99	3,88	-0,61	-0,04
październik	0,99	-0,99	-2,92	4,02	-0,11
listopad	1,24	-1,24	0,17	0,49	-0,14
grudzień	1,00	-1,08	-3,17	2,28	-0,11
rok	0,86	-1,32	-1,08	2,24	-0,11

Objaśnienia: pogrubioną czcionką zaznaczono trendy istotne statystycznie na poziomie co najmniej 0,05

Dla określenia zmienności warunków biotermicznych przeanalizowano średnie miesięczne oraz średnie roczne wartości wskaźników  $STI$  i  $Iclp$  w badanym stuleciu.

Średnie roczne wartości wskaźnika  $STI$  charakteryzują się niewielkim trendem dodatnim, wynoszącym  $2,24^{\circ}\text{C}$  na 100 lat; wartość trendu jest istotna statystycznie na poziomie 99%. Współczynnik korelacji linii trendu wynosi 0,28. Wskaźnik  $Iclp$  wyróżnia się natomiast niewielkim trendem ujemnym o wartości  $-0,11$  clo na sto lat (istotny statystycznie na poziomie 99%), przy znaczącym współczynniku korelacji równym  $-0,50$ . Wartości trendów wskaźników  $STI$  i  $Iclp$  świadczą o stopniowym nasilaniu się w Krakowie stresu cieplnego (ryc. 2). Istotne statystycznie są wartości trendów  $Iclp$  prawie we wszystkich miesiącach (poza marcem), a wartości trendów  $STI$  – w styczniu, kwietniu, sierpniu i październiku.



Ryc. 2. Średnie roczne wartości wskaźników temperatury odczuwalnej (*STI*) i przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*IcIp*) w Krakowie w latach 1901–2000; 1 – linia trendu, 2 – 5-letnie średnie ruchome

Mean annual values of subjective temperature index (*STI*) and predicted clothing insulation index (*IcIp*) in Cracow in the years 1901–2000; 1 – trend line, 2 – 5 year moving averages

### 3.3. ZMIANY TEMPERATURY ODCZUWALNEJ (*STI*)

Analizując przebieg średnich rocznych wartości wskaźnika temperatury odczuwalnej w ubiegłym stuleciu wyróżnić można okresy ciepłe i chłodne. Dotyczy to zarówno wartości średnich rocznych, jak i wartości miesięcznych *STI*. Najcieplejszymi okresami XX wieku były dwa pierwsze dziesięciolecia oraz ostatnie 30 lat analizowanego wieku. Okresy ciepłe zaznaczały się najsilniej w miesiącach wiosennych i zimowych, a najłagodniej – latem. Najchłodniejszymi okresami zeszłego stulecia były lata czterdzieste (jest to szczególnie wyraźne w miesiącach wiosennych i zimowych). Schyłkowe lata XX wieku wykazują stopniowe obniżanie się temperatury odczuwalnej. Spadek ten najsilniej zaznacza się latem.

Linie trendu zmian wartości wskaźnika *STI* w XX stuleciu są rosnące zarówno w odniesieniu do średnich rocznych, jak i w poszczególnych miesiącach. Jedynie we wrześniu zauważa się niewielki trend malejący *STI*. Największe wartości trendu zmian *STI* notuje się wiosną (4,71°C w kwietniu) i zimą

(3,79°C w styczniu), zaś najmniejsze – jesienią (-0,61°C we wrześniu i 0,49°C w listopadzie) oraz latem (0,56°C w lipcu) (tab. 1).

#### 3.4. ZMIANY WSKAŹNIKA PRZEWIDYWANEJ TERMOIZOLACYJNOŚCI ODZIEŻY (*Iclp*)

Zdecydowanie podwyższone wartości wskaźnika *Iclp* obserwowano na przełomie lat 30. i 40. (zarówno w przypadku średnich rocznych oraz w poszczególnych miesiącach roku) oraz od początku lat 60. (w przypadku miesięcy zimowych i wiosennych – od połowy lat 60.) do połowy lat 80. Najwyższa średnia roczna wartość *Iclp* wystąpiła w roku 1940 i wyniosła 1,22 clo.

Znaczące spadki wartości wskaźnika *Iclp* zanotowano natomiast podczas dwóch pierwszych dziesięcioleci XX w. oraz w okresie trwającym od końca lat 80. do 2000 roku (w przypadku danych odnoszących się do miesięcy zimowych i letnich był to okres o największym spadku wartości wskaźnika).

Linie trendu wskaźnika *Iclp* mają tendencję malejącą we wszystkich miesiącach, przy czym największy spadek (na 100 lat) przewidywanej termoizolacyjności odzieży zanotowano zimą (średnio -0,14 clo; -0,17 clo w styczniu), a najmniejszy latem (średnio -0,09 clo; -0,04 clo w lipcu) (tab. 1).

#### 3.5. ZWIĄZKI POMIĘDZY WARUNKAMI BIOTERMICZNYMI A CYRKULACJĄ ATMOSFERY

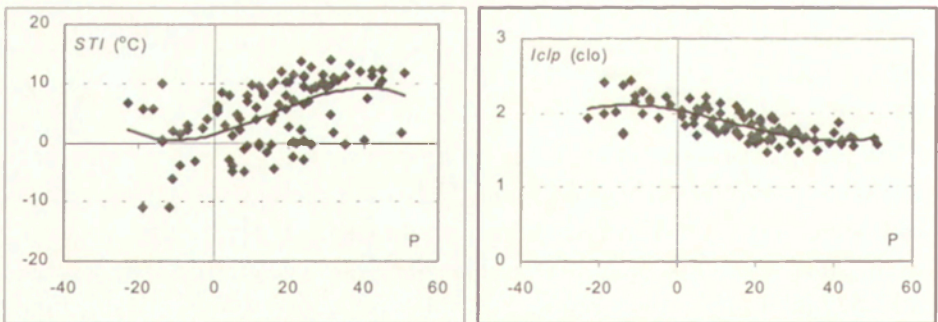
Jednym z celów badań było określenie roli cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków biotermicznych w Krakowie w XX wieku. W związku z tym obliczono współczynniki korelacji miesięcznych i rocznych wartości wskaźników *STI* i *Iclp* z analogicznymi wartościami wskaźników cyrkulacji atmosferycznej: strefowej (P), południkowej (S) i cykloniczności (C) (tab. 2).

W przypadku wartości rocznych obserwuje się słabą zależność wartości wskaźników biotermicznych od panujących w danym roku warunków cyrkulacji atmosferycznej. Silniejsze korelacje otrzymano dla wartości miesięcznych. Zimą na warunki biotermiczne, określone zarówno przy pomocy wskaźnika *STI* jak i *Iclp*, najwyraźniej wpływa cyrkulacja strefowa. W styczniu i lutym zmienność wskaźnika *Iclp* w blisko 50% przypadków można wytłumaczyć zmiennością wskaźnika progresji Atlantyku. Wraz ze wzrostem wartości wskaźnika P, co jest wyrazem przewagi składowej zachodniej, wzrasta wartość temperatury odczuwalnej oraz zmniejsza się termoizolacyjność odzieży potrzebnej do zapewnienia komfortu cieplnego. Mówiąc inaczej, im częściej w miesiącach zimowych napływało powietrze znad Atlantyku tym

Tabela 2. Współczynniki korelacji pomiędzy wartościami wskaźników biotermicznych (*STI*, *Iclp*) a wartościami wskaźników cyrkulacyjnych (P, C, S) w Krakowie w latach 1901–2000

Miesiąc	<i>STI</i>			<i>Iclp</i>		
	P	C	S	P	C	S
I	<b>0,518</b>	0,191	0,068	<b>0,735</b>	<b>0,286</b>	0,177
II	<b>0,452</b>	<b>0,283</b>	0,144	<b>0,714</b>	0,272	<b>0,244</b>
III	0,158	<b>0,284</b>	<b>0,313</b>	<b>0,269</b>	0,126	<b>0,339</b>
IV	<b>0,272</b>	<b>0,287</b>	<b>0,432</b>	0,191	0,132	<b>0,628</b>
V	0,211	<b>0,362</b>	<b>0,457</b>	0,200	0,246	<b>0,587</b>
VI	0,205	<b>0,461</b>	<b>0,493</b>	<b>0,446</b>	<b>0,341</b>	<b>0,466</b>
VII	<b>0,394</b>	<b>0,584</b>	<b>0,406</b>	<b>0,520</b>	<b>0,539</b>	0,275
VIII	<b>0,293</b>	0,251	<b>0,326</b>	<b>0,313</b>	0,264	<b>0,366</b>
IX	0,246	<b>0,432</b>	<b>0,492</b>	<b>0,144</b>	<b>0,315</b>	<b>0,635</b>
X	0,160	<b>0,469</b>	<b>0,471</b>	0,244	0,258	<b>0,607</b>
XI	0,216	0,113	0,166	<b>0,331</b>	<b>0,314</b>	<b>0,288</b>
XII	<b>0,456</b>	0,247	0,218	<b>0,618</b>	<b>0,329</b>	0,157
Rok	0,167	<b>0,340</b>	0,079	<b>0,267</b>	0,071	0,110

Objaśnienia: współczynniki korelacji istotne statystycznie na poziomie 95% zaznaczono pogrubieniem, istotne statystycznie na poziomie 99% – pogrubieniem i zacienieniem

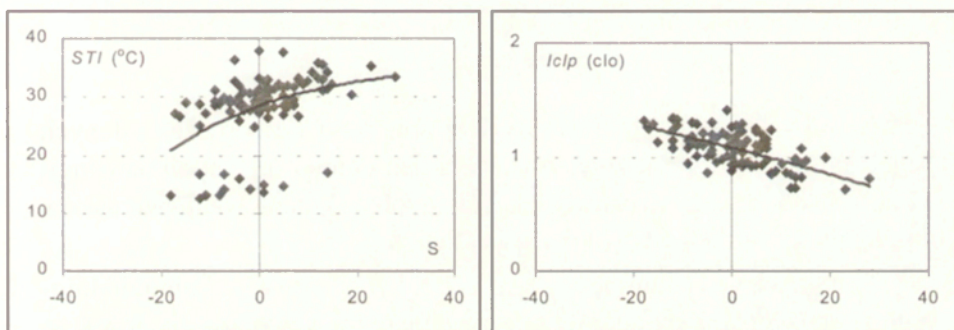


Ryc. 3. Związek pomiędzy wartościami wskaźnika cyrkulacji strefowej (P) a wartościami wskaźników biotermicznych: temperatury odczuwalnej (*STI*) i przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*) w styczniu w Krakowie w latach 1901–2000

Relationships between zonal circulation index (P) and bio-thermal indices: subjective temperature (*STI*) and insulation predicted (*Iclp*) in January, Cracow in the years 1901–2000

wyższe były wartości wskaźnika *STI*. Intensyfikacja napływu powietrza z nad Atlantyku skutkowała także możliwością używania odzieży o mniejszej termoizolacyjności niż w przypadku napływu powietrza z nad wschodniej Europy (ryc. 3).

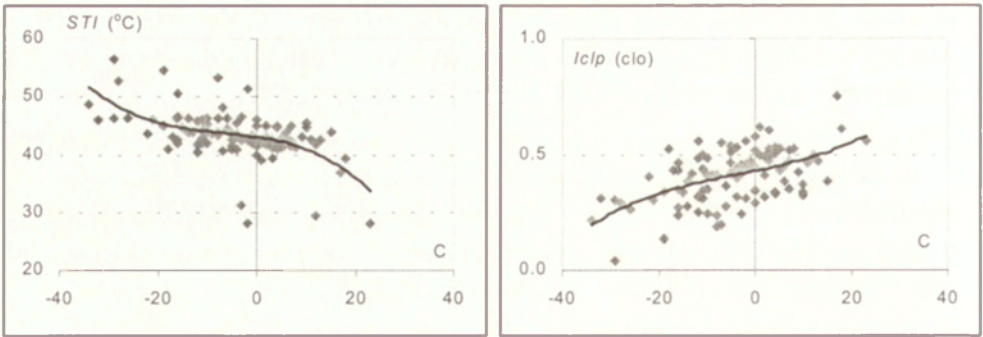
W okresie od kwietnia do października wyraźnie zaznacza się wpływ wskaźnika cyrkulacji południkowej na warunki biotermiczne. Wraz ze wzrostem wskaźnika *S* wzrasta temperatura odczuwalna, a maleje wskaźnik przewidywanej termoizolacyjności odzieży. Należy przypomnieć, że wysokie wartości wskaźnika *S* informują o przewadze składowej południowej cyrkulacji atmosferycznej. W podanym wyżej okresie roku z południa napływają nad Polskę masy powietrza zwrotnikowego, które powoduje znaczne podwyższenie temperatury powietrza i zmniejszenie zachmurzenia. Zatem skutkuje to podwyższeniem temperatury odczuwalnej (*STI*) oraz obniżeniem wymogów w odniesieniu do termoizolacyjności odzieży (ryc. 4).



Ryc. 4. Związek pomiędzy wartościami wskaźnika cyrkulacji południkowej (*S*) a wartościami wskaźników bioklimatycznych: temperatury odczuwalnej (*STI*) i przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*) w kwietniu w Krakowie w latach 1901–2000

Relationships between meridional circulation index (*P*) and bioclimatic indices: subjective temperature (*STI*) and insulation predicted (*Iclp*) in April, Cracow in the years 1901–2000

Latem – a zwłaszcza w czerwcu i lipcu – oraz we wrześniu i październiku obserwuje się w Krakowie wyraźny związek warunków biotermicznych nie tylko z napływem powietrza z południa Europy, ale także z rodzajem układu barycznego dominującego nad Polską południową. W sposób znaczący, wraz ze wzrostem wskaźnika cykloniczności, a więc ze wzrostem częstości utrzymywania się układów niżowych, obniża się latem temperatura odczuwalna (*STI*), a podwyższają się wymagania odnośnie termoizolacyjności odzieży (*Iclp*). Dzieje się tak ponieważ układy niżowe w okresie letnim prowadzą najczęściej do napływu nad Polskę stosunkowo chłodnego i wilgotnego powietrza z nad północnego Atlantyku, które wywołuje wzrost zachmurzenia (ryc. 5).



Ryc. 5. Związek pomiędzy wartościami wskaźnika cykloniczności (C) a wartościami wskaźników biotermicznych: temperatury odczuwalnej (*STI*) i przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*) w lipcu w Krakowie w latach 1901–2000

Relationships between cyclonicity index (C) and bio-thermal indices: subjective temperature (*STI*) and insulation predicted (*Iclp*) in July, Cracow in the years 1901–2000

#### 4. WNIOSKI

Analiza warunków biotermicznych w oparciu o stuletnią serię danych meteorologicznych z Krakowa wykazała istnienie określonych tendencji w klimacie odczuwalnym człowieka. Istotną rolę w kształtowaniu warunków bioklimatycznych odgrywa cyrkulacja atmosfery.

– Zaobserwowano stopniowe nasilenie się w godzinach okołopołudniowych stresu ciepła. Temperatura odczuwalna (*STI*) wzrosła w ciągu XX w. o 2,24°C. Także ujemny trend wskaźnika *Iclp* (-0,11 clo na 100 lat) świadczy o stopniowym ocieplaniu się atmosfery.

– Największy stopień wzrostu temperatury odczuwalnej i złagodzenia termoizolacyjnych wymogów odzieży miał miejsce zimą i wiosną. W przypadku *STI* trend osiągnął w kwietniu wartość 4,71°C na 100 lat, a w odniesieniu do wskaźnika *Iclp* największa jego wartość ujemna wystąpiła w lutym (-0,17 clo na 100 lat).

– Najniższe wartości trendów zmian temperatury odczuwalnej obserwuje się w lipcu oraz we wrześniu i listopadzie; we wrześniu ma nawet miejsce niewielkie obniżenie temperatury odczuwalnej, o -0,61°C na 100 lat.

– Cyrkulacja strefowa o składowej zachodniej wyraźnie łagodzi warunki biotermiczne zimą. Cyrkulacja południkowa o składowej południowej przynosi wiosną, latem i jesienią zwiększenie się stresu ciepła. Częstość zalegania niżów i wyżów ma natomiast wyraźny wpływ na kształtowanie warunków biotermicznych w Krakowie w okresie letnim.

## LITERATURA

- Błażejczyk K., 2001, *Bilans ciepłoty człowieka jako narzędzie badań bioklimatycznych*, Przegl. Geogr., 73, 4, s. 535–554.
- Błażejczyk M., Błażejczyk K., 2002, *BioKlima dla Windows, wersja 2.00*, Pakiet programu.
- Błażejczyk K., Twardosz R., 2002, *La variabilité des charges thermiques de l'homme à Cracovie au XX<sup>ème</sup> siècle*, Publication de l'AIC, 14, s. 413–419.
- Burton A.C., Edholm O.G., 1955, *Man in a cold environment*, E. Arnold Publ., London.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody ich zastosowania w badaniach bioklimatu Polski*, Monografie, 1, IGiPZ PAN, Warszawa, 200 ss.
- Niedźwiedź T., 1993, *Changes of atmospheric circulation (using the P, S, C, M indices) in the winter season and their influence on air temperature in Cracow*, [w:] *Early Meteorological Instrumental Records in Europe*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 95, s. 107–113.
- 2001, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1901–2000)*, Plik komputerowy.
- Niedźwiedź T., Obrebska-Starkłowa B., Limanówka D., Mroczyk A., Ustrnul Z., 1994–1995, *Zmienność bioklimatu Krakowa*, Folia Geographica, series Geographica-Physica, 36–37, s. 89–105
- Paczos S., 1993, *Charakterystyka termiczna ziem polskich w ciągu ostatnich 200 lat*, Zeszyty IGiPZ PAN, 18, s. 49–82.
- Trepińska J. (red.), 1997, *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 205 ss.
- Twardosz R., 1995, *Essai de caractérisation du bilan calorique du corps humain en période estivale à Cracovie (Pologne)*, Climat et Santé, 14, s. 5–21.

## BIOCLIMATIC CONDITIONS IN CRACOW IN XX<sup>TH</sup> CENTURY AND THEIR RELATIONSHIPS WITH ATMOSPHERIC CIRCULATION

### Summary

The paper deals with the fluctuations of bioclimatic conditions observed in Cracow in the years 1901–2000. In this purpose mean monthly and mean annual values of climatic elements (air temperature, wind speed, cloudiness, relative humidity and air vapour pressure) measured at Climatic Station of the Jagiellonian University were used. Bioclimatic conditions were defined by two indices: Subjective Temperature (*STI*) and predicted insulation of clothing (*Iclp*). The fluctuations of the studied indices is discussed in comparison to the fluctuations of simple climatic elements. The special attention was paid for the relationships between bioclimatic indices and indices of atmospheric circulation: zonal (P), meridional (S) and cyclonicity (C). T. Niedźwiedź classification of air circulation in the southern Poland was applied.

We have observed important trends of bioclimatic indices: 2.24°C per 100 years for *STI* and -0.11 clo per 100 years for *Iclp*. The greatest trends were observed in winter and in spring. Several relationships between bioclimatic and circulation indices were noted: 1) zonal circulation (P) significantly influences bioclimatic conditions in the winter months, 2) southern component of meridional circulation (S) brings increase in *STI* and decrease in *Iclp* in spring, summer and autumn, 3) the frequency of low pressure and high pressure centres (defined by cyclonicity index – C) strongly forms bioclimatic conditions in Cracow in the summer months.

*Adresy autorów:*

*Krzysztof Błażejczyk*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa  
e-mail: k.blaz@twarda.pan.pl*

*Robert Twardosz*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, UJ  
ul. Grodzka 64, 31–044 Kraków  
e-mail: rtwardo@grodzki.phils.uj.edu.pl*

*Anna Kunert*

*Zakład Geografii Fizycznej i Ochrony Krajobrazu, Instytut Geografii  
Akademia Bydgoska  
ul. Mińska 15, 85–420 Bydgoszcz  
e-mail: slaine3@wp.pl*



Roman Corobov

## USE OF THE POLISH APPROACHES FOR ASSESSMENT OF MOLDOVA BIOCLIMATE

As is well known, the moderate-continental climate of Moldova with a mild winter and a warm summer is favorable for a human without any permanent hazards to his life. As a main *indirect hazard* one can consider frequent droughts affecting the sustainability of agriculture production and, consequently, of country food security. Since 1982 the droughts in Moldova have been reiterated every third year, and since 1989 – every second year. The most dramatic three-year drought in 1945–47 resulted in hunger and numerous victims. In 1997–98 the agriculture losses caused by unfavorable climatic conditions are estimated in 2–3% of annual Gross Domestic Product (CISR 2000).

With absence of centralized information on daily mortality and morbidity it is difficult to quantify dependence of human health on other unfavorable climatic events (fogs, dust storms, hails, heavy rains, etc.), which create certain weather „discomfort” and sometimes are followed by serious disasters, for example, flooding. These events’ frequency diagrams for different Moldova regions are shown in Fig. 1.

To assess the country climate from the viewpoint of its everyday human „physic perception” we calculated and mapped the different bioclimatic indexes. *BioKlima* software package, developed by K. and M. Błażejczyk (Błażejczyk 1994; Błażejczyk, Błażejczyk 1997), was used for the calculations. The indices, included in this software, are based on meteorological and physiological input data with different time-scale resolution: from daily to annual ones.

Fig. 1 shows spatial distribution of two indices that, in our estimation, most adequately characterize long-term mean weather conditions in Moldova. The first index – *Equivalent Temperature* ( $T_e$ , °C) – evaluates common influence of air temperature ( $t$ , °C) and air vapour pressure ( $e$ , hPa) on a human organism.  $T_e$  is defined as the temperature, which the air with constant air pressure could have for zero vapour content, and is calculated by the following equation:

$$T_e = t + 1.5 e.$$

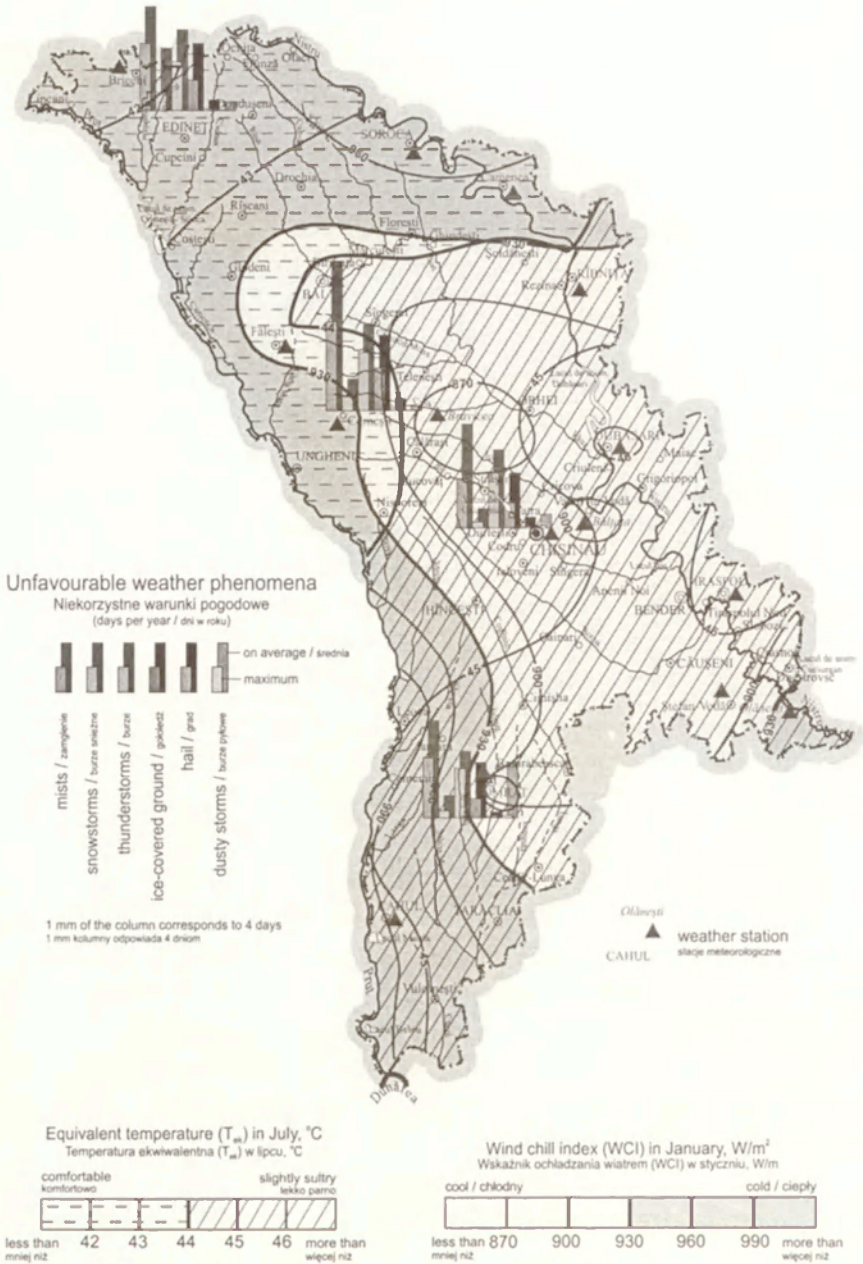


Fig. 1. Some indicators of Moldova bioclimate and unfavourable weather phenomena  
Wybrane charakterystyki bioklimatu Mołdawii i niekorzystne zjawiska

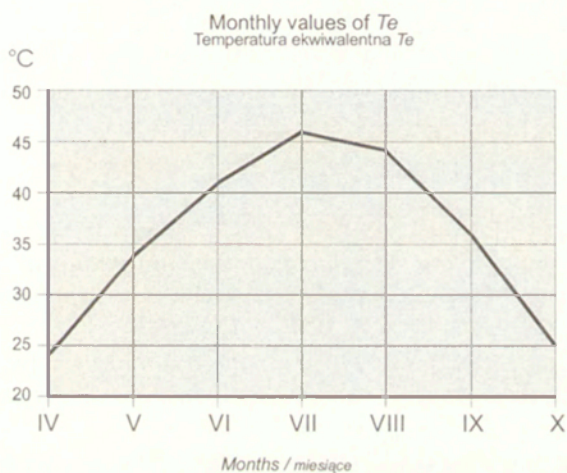
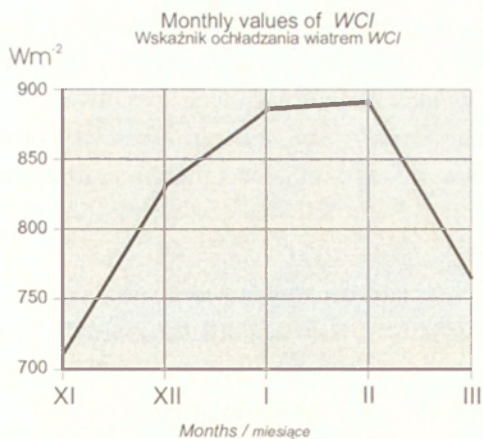


Fig. 2. Seasonal course of two bioclimatic indexes for Chisinau

Sezonowy przebieg wartości wskaźnika ochładzania wiatrem ( $WCI$ ) oraz temperatury ekwiwalentnej w Kiszyniowie ( $T_e$ )

The second index – *Wind Chill Index* ( $WCI$ ,  $W \cdot m^2$ ) – integrates impacts of air temperature ( $t$ ,  $^{\circ}C$ ) and wind speed ( $v$ ,  $ms^{-1}$ ) and is especially useful in wintertime at low air temperature and high wind speed.  $WCI$  is calculated as:

$$WCI = (10.9 v^{0.5}) + 9.0 - v (33 - t).$$

As an example, in Fig. 2 the seasonal course of these indices is traced for Chisinau. During the whole cold period (November-March), due to relatively low monthly wind speed, the thermal sensations of man, dressed according to this season, are estimated as *cool*. In a warm period the range of sensations is notably wider: *cool* or *slightly cool* – in the beginning and in the end of a warm season, mainly *comfortable* or *slightly sultry* – in the other months.

If to speak about the country on the whole (Fig. 1), in the coldest month in Moldova (January) the long-term average temperature-wind conditions can be estimated as *cool* and *cold*, with a boundary between these regions approximately by the line Rîbnita-Balti-Cornești-Hîncești-Comrat. In the warmest month (July) the bioclimate in south and central regions is assessed as *slightly sultry*, and at the rest of territory (in the north-west from the line Rîbnita-Balti-Calarași) – as *comfortable*.

Of course, these estimations are long-term averages and to a certain extent conventional. Nevertheless, they well affirm a widely known statement that climate, equally with soils, is main richness of Moldova, determining not only its agroclimatic, but also recreation potential.

### ACKNOWLEDGEMENTS

The author expresses his sincere gratitude to Dr. V. Railean and Dr. G. Syrodoev (Moldavian Academy of Sciences) for assistance in compiling the map of Moldova bioclimate.

### LITERATURE

- Błażejczyk K., 1994, *New Climatological-and-Physiological Model of Man-Environment Heat Exchange (MENEX) and its Applications in Bioclimatological Studies*, Zeszyty IGiPZ PAN, 29, s. 25–28.
- Błażejczyk K., Błażejczyk M., 1997, *Opis programu BioKlima*, [w:] T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, *Bioklimatologia człowieka*, Monografie, 1, IGiPZ PAN, Warszawa, 200 ss.
- The Center for Strategic Studies and Reforms (CISR)*, 2000, *Assessment of the negative impact of the 2000 drought in the Republic of Moldova*, Chisinau, 41 ss.

### WYKORZYSTANIE POLSKICH METOD BADAWCZYCH DO OCENY BIOKLIMATU MOŁDAWII

#### Streszczenie

W artykule przedstawiono próbę wykorzystania programu *BioKlima*, opracowanego w Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN w ocenie regionalnego zróżnicowania warunków bioklimatycznych Mołdawii. W tym celu obliczono dwa wskaźniki biometeorologiczne: temperaturę ekwiwalentną ( $T_e$ ) oraz wskaźnik ochładzania wiatrem (WCI), które dobrze odzwierciedlają zmienność czasową i przestrzenną warunków klimatycznych Mołdawii ocenianych z punktu widzenia zdrowia człowieka. W pracy przedstawiono liczbę dni z niekorzystnymi warunkami meteorologicznymi-

mi (mgły, burze, opady gradu, burze pyłowe, zawieje i zamiecie śnieżne, gołoledź). Częstość występowania różnych odczuć termicznych człowieka stanowiła podstawę oceny bioklimatu Mołdawii (ryc. 1).

*Adres autora:*

*Roman COROBOV*

*9/1 Independentii Street, apt. 133,  
Chisinau, MD 2060, Moldova*

*e-mail: rcorobov@mail.md*



Kazimierz Kłysik

KLIMATYCZNE I BIOKLIMATYCZNE WARUNKI  
FUNKCJONOWANIA W OKOLICACH ŁODZI  
PROJEKTOWANEGO UZDROWISKA:  
SOKOLNIKI LAS – CELESTYNÓW – ROGOŹNO

I. WPROWADZENIE

Wykorzystanie terenów leśnych północnej krawędzi Wzniesień Łódzkich dla celów rekreacji ma długą tradycję. Wraz z odkryciem bogatych zasobów wód mineralnych i termalnych w okolicy Rogoźna i w całym rejonie Ozorkowa – pojawiła się idea wykorzystania tego obszaru na cele uzdrowiskowe. Nazwa „Rogoźno” znalazła się w urzędowym wykazie miejscowości potencjalnie uzdrowiskowych. Przewidywano wówczas, że podłódzkie uzdrowisko powstałe na bazie wód mineralnych z okolic Rogoźna (20 km na północ od Łodzi) będzie miało znaczenie nie tylko regionalne ale nawet ogólnokrajowe (Papierkowski 1976). Celem opracowania jest wskazanie na możliwości utworzenia w okolicach Łodzi uzdrowiska o korzystnych walorach klimatu i bioklimatu. Cechy bioklimatu obszarów leśnych obok innych tworzyw uzdrowiskowych powinny być wykorzystane w kształtowaniu profilu leczniczego przyszłego uzdrowiska.

Główną zaletą uzdrowisk położonych na obszarach nizinnych jest względnie mała bodźcowość warunków bioklimatycznych, korzystna w leczeniu niektórych schorzeń i rekonwalescencji, a także wypoczynku dzieci i osób o osłabionej kondycji fizycznej.

Biorąc pod uwagę makroskalowe zróżnicowanie warunków bioklimatycznych z punktu widzenia oddziaływania różnych bodźców atmosferycznych na organizm człowieka T. Kozłowska-Szczęsna (1991) wydzieliła w Polsce siedem regionów bioklimatycznych. Cały rozległy obszar Polski środkowej, a więc i teren projektowanego uzdrowiska, leży w obrębie regionu IV – „o typowych warunkach antropoklimatycznych – klimatu słabo bodźcowego”.

## 2. CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH I BIOKLIMATYCZNYCH OKOLIC ŁODZI

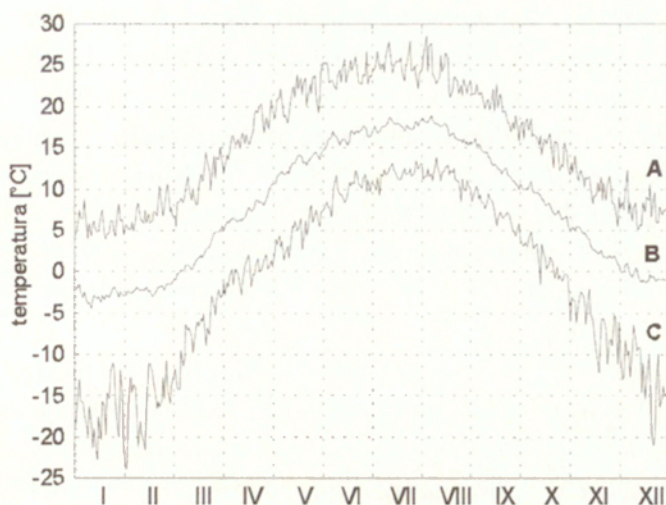
Wśród wielu cech określających indywidualność klimatu Polski środkowej najlepiej udokumentowana jest duża zmienność w czasie wszystkich elementów meteorologicznych oraz słabe ich zróżnicowanie przestrzenne.

Podobieństwo klimatu całego tego regionu wynika m.in. ze znacznej jednorodności warunków dopływu energii promieniowania słonecznego i bilansu radiacyjnego powierzchni czynnej. W przebiegu rocznym najmniej energii promieniowania słonecznego dochodzi do powierzchni ziemi w grudniu (niecałe  $2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ), a najwięcej w czerwcu (ponad  $19 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ). Bilans promieniowania w pełnym zakresie widma (uwzględniający promieniowanie krótkofalowe i długofalowe jest w okolicach Łodzi ujemny przez 4 miesiące, od listopada do lutego, a największe przychody występują w czerwcu i w lipcu – ponad  $10 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  (Miara i in. 1987).

Ogólne zachmurzenie nieba (w skali 10-stopniowej) cechuje się charakterystycznym przebiegiem rocznym z minimum w lecie a maksimum w zimie. Średnia roczna suma godzin słonecznych waha się od 1542 (Łódź) do 1680 (Skierniewice), co stanowi ok. 33–37% usłonecznienia możliwego. W miesiącach letnich usłonecznienie względne wynosi ok. 40–45%, a w zimowych ok. 15%. Można przyjąć, że obszary planowanego uzdrowiska spełniają warunek dostatecznego usłonecznienia, dla uzdrowisk nizinnych określony na minimum 1500 godzin usłonecznienia średnio w roku. W okolicach Łodzi jest w roku średnio 28–37 dni pogodnych (średnie dzienne zachmurzenie nie przekracza 2/10 pokrycia nieba przez chmury) i około 150 dni pochmurnych (średnie zachmurzenie powyżej 8/10 pokrycia nieba).

Główną cechą warunków cyrkulacji atmosfery jest wielka zmienność układów ciśnienia. W zimie najczęściej występuje typ zachodniej cyrkulacji cyklonalnej. W lecie najczęściej cała Polska znajduje się pod wpływem typu zachodniej cyrkulacji antycyklonalnej w następstwie rozwoju Wyżu Azorskiego. Duża zmienność typów cyrkulacji z roku na rok i w związku z tym bardzo zróżnicowana częstość napływu różnych pod względem pochodzenia geograficznego mas powietrza, jest najważniejszą cechą klimatu Polski. Przyjmuje się, że w Polsce środkowej przez ponad 45% dni w roku pogodę kształtują masy powietrza polarno-morskiego (w lecie do 60%, wiosną ponad 30%), około 38% dni – masy powietrza polarno-kontynentalnego, oraz ok. 10% – masy powietrza arktycznego. Powietrze zwrotnikowe występuje rzadko, a przez ponad 5% dni nad Polską zalega masa powietrza o trudnym do ustalenia pochodzeniu geograficznym.





Ryc. 1. Przebieg roczny średnich dobowych wartości temperatury powietrza w Łodzi (A), najwyższych notowanych wartości temperatury powietrza (B) oraz najniższych notowanych średnich dobowych wartości temperatury powietrza (C) w latach 1951–1990

Annual course of mean daily values of air temperature in Łódź (A), highest recorded values of air temperature (B) and lowest recorded mean 24-hour values of air temperature (C) over four decades 1951–1990

Średnie wieloletnie wartości temperatury powietrza na stacjach położonych w promieniu kilkudziesięciu kilometrów od analizowanego obszaru wahają się w granicach 7,6–8,0°C (ryc.1).

Dni gorących ( $t_{\max} \geq$  od 25°C) jest przeciętnie 34–37, a dni upalnych ( $t_{\max} > 30^\circ\text{C}$ ) – około 5–6. Dni bardzo mroźnych ( $t_{\max} \leq -10^\circ\text{C}$ ) jest przeciętnie 2–3, a dni mroźnych ( $t_{\max} \leq 0^\circ\text{C}$ ) około 40. Liczba dni, w których temperatura spada poniżej 0°C wynosi przeciętnie ponad 125 – dni takie mogą występować od września do maja. Długość okresu zimowego, tj. okresu, w którym średnia dobowa temperatura jest niższa od 0°C wynosi 84 dni (od 10 grudnia do 4 marca). Lato trwa od 30 maja do 7 września ( $t_{\text{sr.dob}} > 15^\circ\text{C}$ ).

Średnie wartości ciśnienia pary wodnej wynoszą w lipcu 15,5–16,0 hPa, w styczniu – 4,5 hPa. Średnia roczna wilgotność względna wynosi w całym rejonie ok. 80%, najwyższa jest w grudniu (90%), a najmniejsza w maju i w czerwcu (ok. 70%). Średnia liczba dni z mgłą wynosi ok. 30–40 i wykazuje wyraźny przebieg roczny z maksimum późną jesienią i w zimie oraz minimum w miesiącach wiosenno-letnich. Dni z burzą jest przeciętnie ok. 20, grad pada 2–3 razy w roku, rosa występuje 50–80 razy, szron występuje ok. 30–35 razy, szadź obserwuje się 2–4 razy, a gołoledź 1–2 razy.

Według danych z okresu 40-letniego (1951–1990) cały obszar na północ od Łodzi cechuje się opadami rocznymi poniżej 550 mm. Liczba dni z opadem śniegu wynosi w okolicach Łodzi nieco ponad 45 w roku.

W centralnej Polsce jest w ciągu roku przeciętnie ok. 156 dni z opadem, przy czym tylko w ciągu 100 dni suma dobowa opadu jest wyższa od 1 mm. Dni z opadem większym od 10 mm jest zwykle ok. 12 i zdarzają się najczęściej w lecie. Na omawianym obszarze przeciętnie jeden raz na 10 lat najwyższa suma dobowa opadów może sięgać 50–65 mm, a jeden raz na 20 lat – nawet 60–75 mm.

W środkowej Polsce trwałość pokrywy śnieżnej jest bardzo zmienna. W ciągu wyjątkowo łagodnych zim najmniejsza roczna liczba dni z pokrywą śnieżną waha się w granicach 10–20 dni, a najbardziej śnieżne zimy cechują się występowaniem pokrywy śnieżnej przez ok. 120 dni. Rzeczywista średnia długość zalegania pokrywy śnieżnej w Polsce Środkowej wynosi 50–70 dni. Największą grubość pokrywa śnieżna w Łodzi osiąga średnio w lutym (15,9 cm), w styczniu (12,4 cm) oraz w marcu (12,2 cm). Zdarzają się lata, kiedy pokrywa śnieżna osiąga najwyżej 5 cm grubości, bywają także i takie, kiedy maksymalna grubość śniegu przekracza 40 cm (max. 46 cm).

W skali całego roku przeważa wiatr z kierunku zachodniego (około 17%) i południowo-zachodniego (10–12%). Bardzo często obserwuje się także wiatr ze wschodu i południowego wschodu (powyżej 10%). Względnie mały udział w kształtowaniu warunków anemometrycznych ma wiatr z sektora północnego (N i NE) oraz wiatr z południa.

### 3. OCHŁADZANIE

Do obliczenia wielkości ochładzania zastosowano wzór Hilla-Büttnera. Obliczenia wykonano dla każdego dnia z okresu 40-letniego 1951–1990 dla godz. 12 UTC wg wzorów:

$$H = (36,5 - t)(0,20 + 0,40v^{0,5}), \text{ gdy } v < 1 \text{ ms}^{-1},$$

$$H = (36,5 - t)(0,13 + 0,47v^{0,5}), \text{ gdy } v > 1 \text{ ms}^{-1}.$$

Ten wskaźnik odczuwalności cieplnej (ochładzanie suche) wyraża łączny wpływ temperatury powietrza oraz prędkości wiatru na straty ciepła z jednostkowej powierzchni ciała ludzkiego w ciągu 1 sekundy i wyrażony jest w  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ . Prędkość wiatru, która mierzona jest na stacji meteorologicznej na wysokości 11 m n.p.g. zredukowano do wysokości 2 m, przyjmując formułę:

$$v_2 = v_w (2/10)^m$$

gdzie:

$v_2$  – prędkość wiatru na wysokości 2 m nad gruntem,

$v_w$  – prędkość wiatru na wysokości wiatromierza,

$m$  – wykładnik zależny od stanu równowagi termodynamicznej atmosfery, którą określono metodą Pasquilla-Turnera.

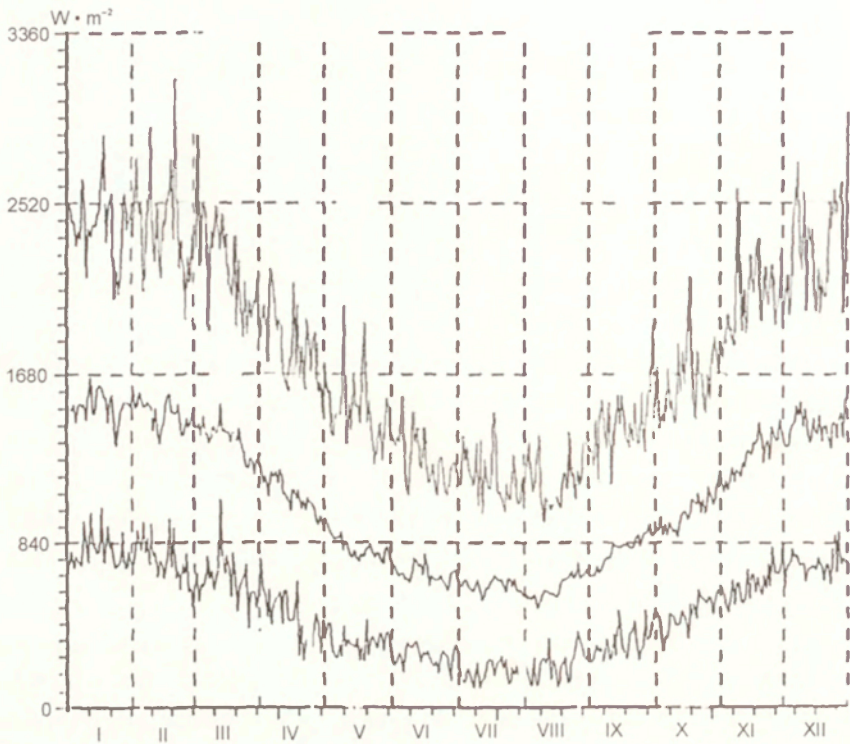
Średnie roczne ochładzanie obliczone dla godz. 12 UTC wynosi  $1058 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , w poszczególnych latach zmieniało się jednak od 932 w roku 1989 do  $1222 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w roku 1956, który wyróżniał się w tym wieloleciu szczególnie ostrymi warunkami w zimie, wiosną i jesienią. W przebiegu średnich miesięcznych charakterystyk ochładzania wyraźnie zaznacza się jego maksimum, przypadające na okres od listopada do marca. Najwyższe średnie miesięczne wartości wystąpiły w styczniu, w lutym i w marcu (odpowiednio  $1764 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w 1966 r.,  $1865 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w 1965 r. i  $1756 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w 1956 r.). Absolutne maksimum osiągnęło  $3129 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  w dniu 21 lutego 1956 r., a absolutne minimum  $101 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  – 8 lipca 1957 i 11 lipca 1959 r. Obliczenia wykazują, że w godzinach południowych odczucia cieplne zmieniają się w ciągu roku w przedziałach od „łagodnych” do „bardzo zimno”, a zatem od warunków bioklimatycznych oszczędzających do warunków silnie bodźcowych. Generalnie dominują odczucia hipotermiczne o słabym bodźcowym oddziaływaniu chłodu (ryc. 2).

Tabela 1. Częstość występowania przypadków ochładzania suchego o godz. 12 UTC na stacji Łódź-Lublinek w okresie 1951–1990 w poszczególnych klasach odczuwalności wg skali Petroviča i Kacvinsky'ego (w %)

Przedziały odczucia termicznego			1951– –1960	1961– –1970	1971– –1980	1981– –1990	1951– –1990
Odczucia hipertermiczne	$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ < 210	upalnie	0,5	0,4	0,2	0,4	0,4
	210,1–420,0	goraco	6,0	6,2	5,9	6,5	6,2
Komfort	420,1–630,0	łagodnie	13,4	13,0	12,9	14,5	13,4
	630,1–840,0	przyjemnie chłodno	16,6	16,7	17,5	16,8	16,8
Odczucia hipotermiczne	840,1–1260,0	chłodno	30,8	30,1	31,9	31,7	31,1
	1260,1–1680,0	zimno	19,2	20,5	22,5	22,9	21,3
	1680,1–2100,0	bardzo zimno	10,5	10,8	8,2	6,4	9,0
	> 2100	nieznosnie zimno i wietrznie	3,0	2,3	0,9	0,8	1,8

#### 4. NORMALNA TEMPERATURA EFEKTYWNA

Temperatura efektywna jest często stosowanym wskaźnikiem kompleksowym umożliwiającym ocenę warunków klimatu odczuwalnego. Ujmuje ona łącznie oddziaływanie na organizm człowieka temperatury powietrza, prędkości wiatru i wilgotności powietrza. Do obliczeń przyjęto formułę A. Misenarda:



Ryc. 2. Roczny przebieg średnich oraz najwyższych i najniższych wartości ochładzania w poszczególnych dniach roku o godz. 12 UTC na stacji Łódź-Lublinek w okresie 1951–1990

Annual course of mean, highest and lowest cooling values on particular days of the year at 12 UTC at Łódź-Lublinek station between 1951 and 1990

$$NTE = 37 - \frac{37 - t_p}{0,68 - 0,0014 + \frac{1}{1,76 + 1,4v^{0,75}}} - 0,29t_p \left(1 - \frac{f}{100}\right)$$

gdzie:

$t$  – temperatura powietrza w °C,

$f$  – wilgotność względna w %,

$v$  – prędkość wiatru w  $\text{ms}^{-1}$ .

Obliczenia wykonano dla cieplej pory roku (IV–X). Jako warunki komfortu cieplnego przyjmuje się wartości temperatury efektywnej w przedziale 17,0–22,9°C. Są to warunki najbardziej sprzyjające spacerom na świeżym powietrzu człowiekowi ubranemu w zwykłą odzież letnią.

Tabela 2. Częstość (%) występowania wartości NTE na stacji Łódź-Lublinek o godz. 12 UTC oraz wartości średnie, maksymalne i minimalne NTE (°C) w latach 1977–1992

NTE (°C)	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
> 27,0	-	-	-	0,2	0,6	-	-
23,0-26,9	-	-	0,4	3,4	3,6	-	-
21,0-22,9	-	1,4	4,4	4,8	7,1	0,6	-
17,0-20,9	0,2	8,5	17,9	20,6	24,6	7,1	0,8
9,0-16,9	14,0	42,3	43,8	48,4	44,4	34,6	15,1
1,0-8,9	38,3	31,3	30,0	21,6	18,1	47,9	41,3
< 1,0	47,5	16,5	3,5	1,0	1,6	9,8	42,7
Średnia	0,8	8,7	11,7	13,4	14,0	8,2	2,4
max.	18,7	22,4	23,2	27,1	27,7	22,2	20,0
min.	-20,2	-15,9	-6,3	0,3	-3,6	-4,2	-15,0

## 5. CECHY KLIMATU LOKALNEGO POTENCJALNEGO OBSZARU UZDROWISKOWEGO SOKOLNIKI – CELESTYNÓW – ROGOŹNO

Charakterystykę warunków klimatu lokalnego wykonuje się zwykle w odniesieniu do punktu reprezentatywnego dla dużego obszaru. Taką rolę spełnia zazwyczaj istniejąca stacja meteorologiczna, a zadanie polega na wskazaniu podobieństwa lub różnic w przebiegu dobowym podstawowych elementów meteorologicznych oraz biometeorologicznych wskaźników kompleksowych. Na obszarze badań nie działała w przeszłości żadna stacja meteorologiczna co wymagało uruchomienia punktu pomiarowego oraz dokonania odpowiednich wyliczeń w stosunku do stacji bazowej. Od początku lipca 1996 r. uruchomiona została automatyczna stacja meteorologiczna na terenie Sanatorium Dziecięcego w Sokolnikach. Wykonywane były tam co 30 minut następujące pomiary:

1. temperatura i wilgotność względna powietrza w klatce meteorologicznej czujnikiem HMP35,
2. temperatura powietrza na wysokości koron drzew (ok. 15 m n.p.g.),
3. prędkość wiatru na wysokości 3 m nad gruntem,
4. prędkość wiatru na wysokości 15 m nad gruntem,
5. temperatura powietrza na wys. 3 m nad gruntem (PT107).

Do zbierania danych służył rejestrator CR-21 angielskiej firmy Campbell-Scientific. W opracowaniu wykorzystano pomiary prowadzone od lipca do końca października 1996 r. Równoległe pomiary meteorologiczne przyrzą-

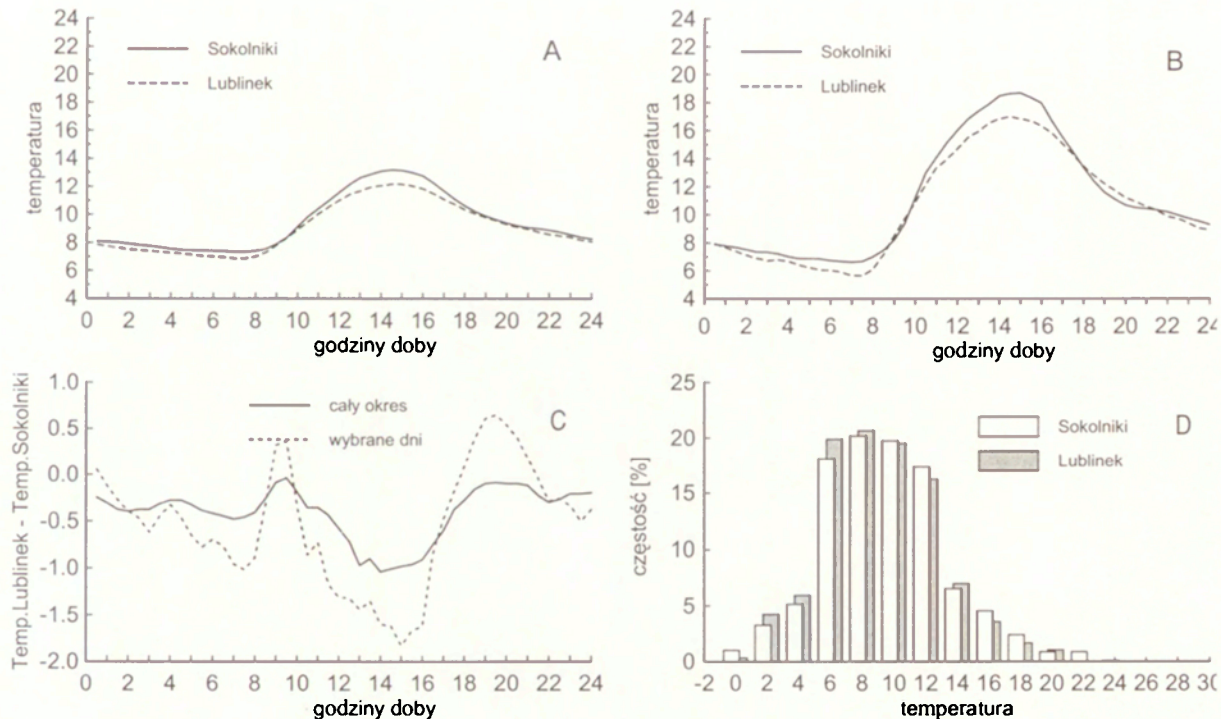
dami tego samego typu prowadzone były na stacji Łódź-Lublin (lotnisko podmiejskie, stacja meteorologiczna). Niezależnie od tego, w lipcu 1996 r., działał na terenie Sokolnik posterunek meteorologiczny obsługiwany przez obserwatorów. W wybranych dniach o pogodzie radiacyjnej wykonywano ponadto patrolowe pomiary temperatury i wilgotności powietrza przy użyciu czujników HMP35 zainstalowanych na samochodach. Celem tych pomiarów było stwierdzenie, czy badany teren można charakteryzować pod względem termicznym i wilgotnościowym poprzez odniesienie cech fizycznych powietrza do określonych typów siedlisk roślinnych (leśnych). Kilkakrotne serie pomiarowe udowodniły, że formy i wielkości przestrzennego zróżnicowania temperatury i wilgotności powietrza są typowe dla obszarów leśnych o różnym stopniu wilgotności podłoża i różnych typach roślinności. Uzasadnione jest wobec tego odwołanie się do typu siedliska i składu gatunkowego określonych fragmentów lasu i obszarów przyleśnych dla oceny ich klimatu lokalnego.

### 5.1. WARUNKI TERMICZNE

Okolice planowanego uzdrowiska stanowią teren otwarty, wyniesiony nad poziomem morza 140–160 m, pozbawiony większych deniwelacji terenu, głębokich dolin itp. Spadki terenu są małe (do 5%) i bardzo rzadko przekraczają tę wartość. Na badanym obszarze na pierwsze miejsce wśród wszystkich czynników wpływających na warunki termiczne wysuwa się pokrycie terenu – szata roślinna. Teren planowany dla funkcji uzdrowiskowej prawie w całości porośnięty jest lasem, w dużej części wiek drzew przekracza 60 lat, z bogatym piętnem krzewów, o urozmaiconej wilgotności podłoża.

Stacja pomiarowa w Sokolnikach zlokalizowana była na terenie istniejącego sanatorium dziecięcego, na polanie wśród wysokiego sosnowego lasu. Bazą dla porównań temperatury w Sokolnikach jest teren otwarty, a stacją porównawczą jest działająca synchronicznie stacja meteorologiczna w Łodzi-Lublinku. Na rycinie 3 przedstawione są przebiegi dobowe temperatury powietrza w Łodzi-Lublinku i w Sokolnikach w ciągu wszystkich dni pomiarowych (A), w dniach o pogodzie kształtowanej przez czynniki radiacyjne (B), dobowy bieg różnic temperatury powietrza między tymi stacjami (C) oraz histogramy częstości występowania określonych wartości temperatury powietrza na porównywanych stacjach (D).

Charakterystyczną cechą przebiegu temperatury powietrza w lesie jest występowanie wyższych jej wartości prawie w ciągu całej doby w porównaniu z terenem otwartym. Jest to bardzo korzystna właściwość terenów leśnych



Ryc. 3. Przebieg dobowy temperatury powietrza na stacjach: Łódź Lublinek i Sokolniki w ciągu wszystkich dni pomiarowych (A), w dniach o pogodzie kształtowanej przez czynniki radiacyjne (B), dobowy bieg różnic temperatury między tymi stacjami (C), oraz histogramy częstości występowania określonych wartości temperatury powietrza na porównywanych stacjach (D).

24-hour course of air temperature at stations: Łódź-Lublinek and Sokolniki during all measurement days (A), on days with weather affected by radiation factors (B), 24-hour course of temperature differences between two stations (C), and histograms of frequency of occurrence of specified air temperature values at stations under comparison (D)

w ciągu zdecydowanej większości roku. Tylko w czasie pogody upalnej w lecie, na obszarach leśnych występować mogą warunki hipertermiczne, połączone często z wysoką wilgotnością powietrza, co jest niekorzystne ze względu na występowanie stanów parności.

Szczególnie ważne znaczenie, z powodu specyficznych warunków rozpraszania się zanieczyszczeń atmosfery, posiada stratyfikacja termiczna powietrza w lesie. Pochłanianie energii promieniowania słonecznego oraz emisja promieniowania długofalowego odbywa się zarówno przez powierzchnię ziemi, jak również z powierzchni koron drzew. Powoduje to utrzymywanie się w lesie całodobowej inwersji temperatury powietrza, tym wyraźniejszej, im bardziej gęste i zwarte są korony drzew.

Na stacji pomiarowej w Sokolnikach zainstalowano czujniki temperatury powietrza na dwóch wysokościach: 2 m oraz około 15 m nad gruntem (poziom koron drzew). W ciągu całej nocy różnice temperatury pomiędzy powierzchnią ziemi a koronami drzew osiągają średnio 0,6–0,8°C, a więc w przeliczeniu na 100 m wysokości gradient temperatury wynosi ok. + 5°C/100 m. W warunkach leśnych zanieczyszczenia atmosfery emitowane z niskich źródeł zanieczyszczeń, np. z palenisk domowych, bardzo słabo rozpraszają się wśród drzew, stwarzając duże niebezpieczeństwo wysokich stężeń atmosfery nawet przy względnie niskim poziomie emisji. Są to warunki nieporównanie gorsze aniżeli na terenie otwartym.

## 5.2. WILGOTNOŚĆ POWIETRZA

W dniach pogodnych w wysokim lesie o dobrze wykształconych piętrach roślinności obserwuje się zawsze nieco podwyższone wartości wilgotności bezwzględnej. Przyczyną tego stanu rzeczy stanowi ewapotranspiracja roślin, która przy jednoczesnej osłabionej wymianie pionowej i poziomej powietrza może powodować lokalny wzrost zawartości bezwzględnej pary wodnej w powietrzu. W przeważającej części roku jest to zjawisko korzystne dla układu oddechowego ludzi zamieszkujących na ogół w środowisku bardzo suchym (centralne ogrzewanie mieszkań). Wyjątek stanowią krótkotrwałe okresy (w upalnych dniach w godzinach okołopołudniowych), kiedy na polanach śródleśnych mogą zdarzać się odczucia parności, które są niekorzystne zwłaszcza dla osób chorych. W ogólnym bilansie i w perspektywie całorocznego wykorzystania środowiska leśnego do zabiegów klimatoterapeutycznych – podwyższoną wilgotność bezwzględną powietrza należy uznać generalnie za zjawisko korzystne.



W stosunku do otwartego terenu zamiejskiego różnice wilgotności względnej są niewielkie. W suchym sosnowym lesie godziny okołopołudniowe cechują się niską wilgotnością względną, natomiast po południu wcześniej niż w terenie otwartym powietrze staje się wilgotniejsze. Składa się na to zarówno dodatkowa zawartość pary wodnej w lesie jak również specyficzne cechy dobowego biegu temperatury powietrza.

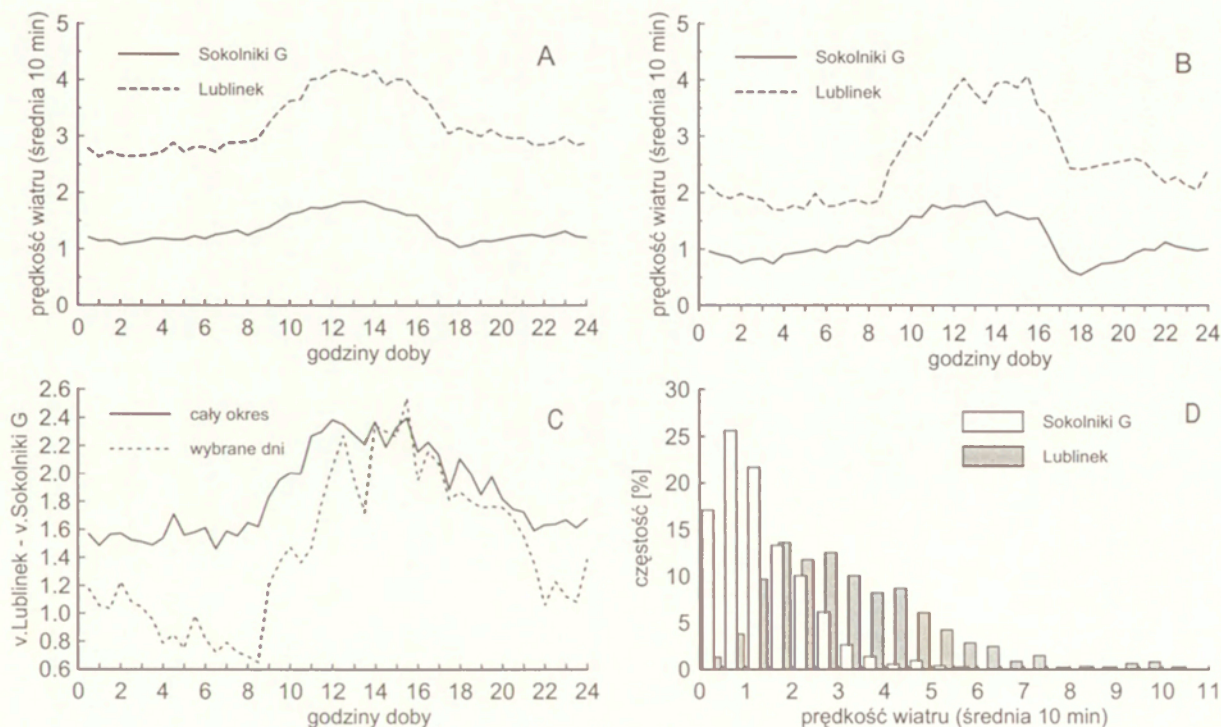
Zróznicowanie wilgotności powietrza na terenie planowanego uzdrowska ściśle uzależnione jest od wilgotności podłoża oraz od rodzaju siedlisk leśnych. Ocena warunków wilgotnościowych poszczególnych fragmentów obszarów zalesionych dokonana została poprzez odniesienie do wysokości drzew, zwartości koron, rodzaju podłoża itp. Niekorzystnie wyróżnia się pod tym względem fragment terenu w obniżeniach dolinnych, gdzie podmokłości sprzyjają występowaniu w cieplej porze roku znacznej ilości uciążliwych komarów i innych owadów.

### 5.3. WARUNKI WIETRZNE

Wiatr odgrywa decydującą rolę w kształtowaniu warunków klimatu odczuwalnego. Szczegółowa charakterystyka warunków wietrznych na bazowej stacji Łódź-Lublinek pozwala – poprzez porównanie – wyrobić sobie pogląd na znaczenie pokrycia terenu przez kompleks leśny w kształtowaniu lokalnych cech ruchu powietrza. Trzeba zaznaczyć, że z punktu widzenia topograficznego, cały teren leży na wysoczyźnie i brak jest innych czynników mezoskalowych, które mogłyby wpływać na prędkość wiatru. Tak więc, bodźcowość wiatru w całości kształtowana jest na omawianym obszarze przez szatę roślinną.

Pomiary prędkości wiatru wykonywano w Sokolnikach na dwóch poziomach, tj. na wysokości koron drzew oraz na wysokości 3 m nad gruntem. Dane o dobowym przebiegu prędkości wiatru na tych wysokościach porównywano z wynikami synchronicznych pomiarów na stacji Łódź-Lublinek, a także na dwóch stacjach miejskich.

Przedstawione na rycinie 4 dobowe przebiegi prędkości wiatru na stacjach Sokolniki oraz Łódź-Lublinek wykazują dobitnie, że średnio w ciągu całej doby prędkości wiatru są o wiele niższe w Sokolnikach. Różnice są największe w godzinach popołudniowych i wieczornych, kiedy wzrastają prędkości wiatru. Przy pogodzie radiacyjnej różnice prędkości wiatru między badanymi stacjami są bardzo zmienne; w nocy osłabienie ruchu powietrza w lesie jest małe, rzędu 0,6–0,7 ms<sup>-1</sup>, tj. ok. 50%. Struktura częstości wiatru (D) ukazuje w pełni rozkład prędkości w badanym okresie; o ile na stacji Łódź-Lubli-



Ryc. 4. Porównanie prędkości wiatru na stacjach Sokolniki (na wysokości koron drzew) i Łódź-Lublinek (na wysokości 11 m n.p.g.). A – przebieg dobowy prędkości wiatru w całym okresie pomiarów, B – przebieg dobowy prędkości wiatru w dniach o pogodzie radiacyjnej, C – dobowy przebieg różnic prędkości na tych stacjach, D – histogramy częstości występowania wiatru w przedziałach prędkości

Comparison of anemometric characteristics of Sokolniki station (at tree-top height) and Łódź-Lublinek station (at 11 m above ground level) basing on synchronic measurements. A – 24-hour course of wind velocity in the whole measuring period, B – 24-hour course of wind velocity on days with radiation weather, C – 24-hour course of velocity differences at the stations, D – histograms of frequency of winds occurring in velocity intervals

nek rozkład zbliżony jest do normalnego, to w lesie, na wysokości koron drzew, maksimum częstości jest wyraźnie przesunięte w stronę małych prędkości.

Jeszcze wyraźniej zaznaczają się różnice struktury wiatru, jeśli porównanie dotyczy wiatru na Lublinku oraz wiatru w lesie na wysokości 3 m n.p.g. (ryc. 5). O ile ogólny schemat dobowej zmienności prędkości wiatru jest podobny na obu stanowiskach, o tyle różnice jego wartości są duże, i świadczą o odrębności i indywidualności mikroklimatu leśnego pod względem anemometrycznym.

Sumarycznym obrazem osłabienia prędkości wiatru w Sokolnikach względem standardowych pomiarów na stacji Łódź-Lublinek jest równanie korelacji prostoliniowej średnich 10-minutowych prędkości wiatru na Lublinku ze średnimi 10-minutowymi prędkościami na wysokości koron drzew w Sokolnikach oraz na wysokości 3 m nad poziomem gruntu. Równanie w pierwszym przypadku ma postać:

$$y_1 = 0,449x - 0,085$$

gdzie:

$y_1$  – prędkość wiatru w Sokolnikach na wysokości koron drzew,

$x$  – prędkość wiatru na Lublinku na wysokości 11 m nad gruntem.

W przypadku wiatru w dnie lasu równanie regresji prostoliniowej ma postać:

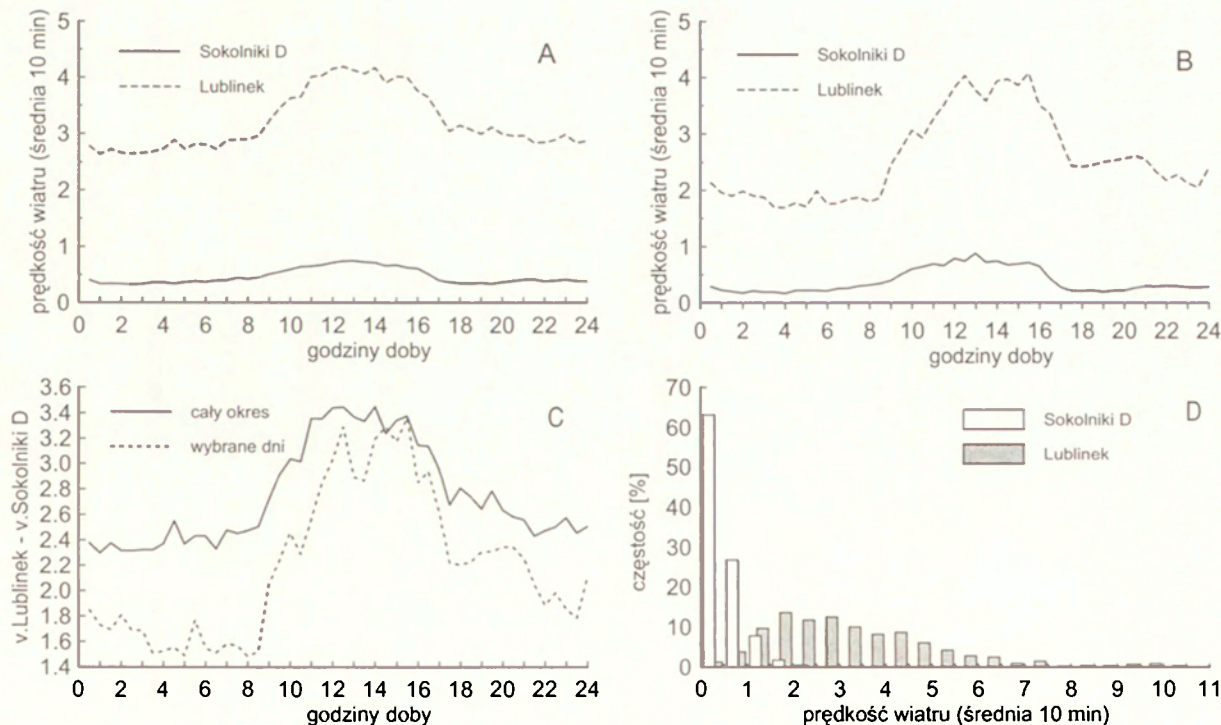
$$y_2 = 0,182x - 0,11$$

gdzie:

$y_2$  – prędkość wiatru w Sokolnikach na wysokości 3 m nad gruntem,

$x$  – prędkość wiatru na Lublinku na wysokości 11 m nad gruntem.

Z wyliczeń wynika, że współczynnik redukcji prędkości wiatru w koronach drzew wynosi 0,44, a na poziomie dna lasu praktycznie 0,18. Jest to bardzo znaczące osłabienie prędkości, a najlepszą ilustracją tej zależności jest stwierdzenie, że nawet wówczas gdy na otwartym terenie wiatr osiąga ponad  $10 \text{ ms}^{-1}$  to przy powierzchni ziemi w lesie nie przekracza  $2 \text{ ms}^{-1}$ , a więc jest bardzo słaby i stwarzający warunki oszczędzające dla człowieka. Na wysokości koron drzew w tym czasie wiatr sięga ok.  $4,4\text{--}5,0 \text{ ms}^{-1}$ , a więc również jest znacząco słabszy niż w terenie otwartym. Osłabienie prędkości wiatru jest najważniejszą cechą mikroklimatu leśnego, decydującą o wybitnej łagodności i oszczędzającym charakterze jego oddziaływania na organizm człowieka.



Ryc. 5. Porównanie prędkości wiatru na stacjach Sokolniki (na wysokości 3 m n.p.g.) i Łódź-Lublinek (na wysokości 11 m n.p.g.). A – przebieg dobowy prędkości wiatru w całym okresie pomiarów, B – przebieg dobowy prędkości wiatru w dniach o pogodzie radiacyjnej, C – dobowy przebieg różnic prędkości na tych stacjach, D – histogramy częstości występowania wiatru w przedziałach prędkości

Comparison of anemometric characteristics of Sokolniki station (at 3 m above ground level) and Łódź-Lublinek station (at 11 m above ground level) basing on synchronic measurements; A – 24-hour course of wind velocity in the whole measuring period, B – 24-hour course of wind velocity on days with radiation weather, C – 24-hour course of velocity differences at the stations, D – histograms of frequency of winds occurring in velocity intervals

## 5.4. WSKAŹNIKI BIOMETEOROLOGICZNE

Konsekwencją różnic termicznych i wietrznych jest wyraźne uprzywilejowanie terenów leśnych (reprezentowanych przez stację w Sokolnikach) w zakresie wartości ochładzania katatermometrycznego (tab. 3).

Oszczędzające warunki środowiska leśnego wyrażają się także małą zmiennością ochładzania. Na otwartym terenie wartość odchylenia standardowego jest znacznie większa niż w lesie, co wskazuje na znacznie większą bodźcowość klimatu terenu otwartego w porównaniu z terenem zalesionym.

Tabela 3. Porównanie wartości ochładzania katatermometrycznego na stacjach: Sokolniki i Łódź-Lublinek w okresie 3.10.1996 – 5.11.1996

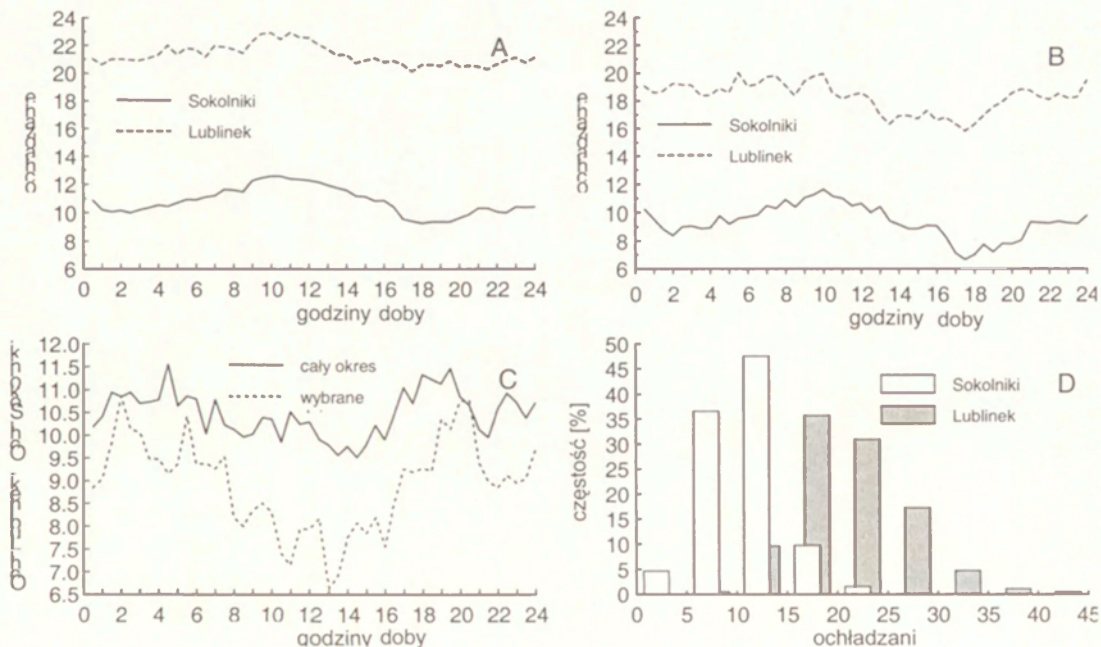
	$N_1$	Sr.	Min.	Max.	$\delta$	$N_2$	Sr.	Min.	Max.	$\delta$
Ł-Lublinek	1632	21,3	5,5	40,9	5,4	384	18,3	10,6	28,5	3,0
Sokolniki	1632	10,8	2,9	23,7	3,5	384	9,5	2,9	15,9	2,3

Objaśnienia:  $N_1$  – liczba wszystkich wartości wielkości ochładzania;  $N_2$  – liczba wartości ochładzania w dniach o pogodzie radiacyjnej; Sr. – średnia wartość ochładzania ( $W \cdot m^{-2}$ ); Min. – wartość minimalna ochładzania ( $W \cdot m^{-2}$ ); Max. – wartość maksymalna ochładzania ( $W \cdot m^{-2}$ );  $\delta$  – odchylenie standardowe ( $W \cdot m^{-2}$ )

Wykres D na rycinie 6 jest dobitnym przykładem, że w warunkach leśnych okres, w którym panują korzystne warunki dla spacerów, ćwiczeń, wycieczek rowerowych, biegów narciarskich i innych form klimatoterapii ruchowej (kinezyterapii) jest znacznie wydłużony i ograniczają go tylko inne czynniki meteorologiczne, np. opady.

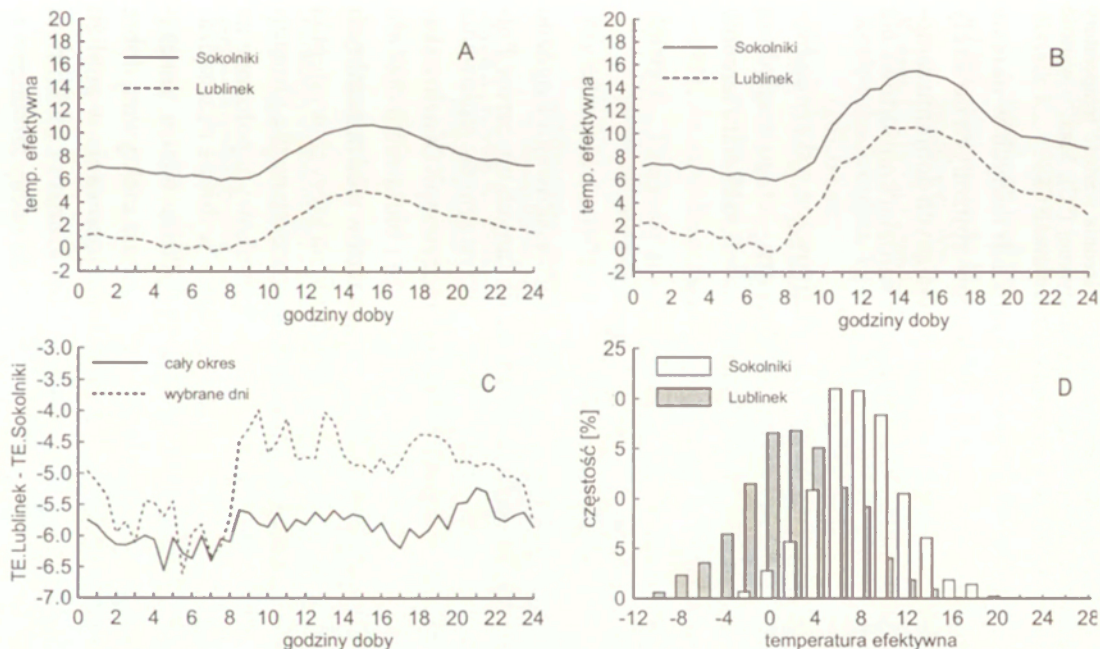
Reasumując, w świetle analizy wartości ochładzania jako kompleksowego wskaźnika odczuwalności klimatu uprawnione jest stwierdzenie, że klimat rejonu Sokolniki-Celestynów cechuje się wybitnie łagodnymi warunkami. Wśród klimatów nizinnych jest najbardziej oszczędzający i przez to sprzyja działalności uzdrowiskowej (klimatoterapii) w ciągu całego roku. W odniesieniu do innych obszarów nizinnych, obszary leśne o urozmaiconej strukturze wiekowej i składzie gatunkowym, przy przewadze drzewostanu powyżej 60 lat, stwarzają najkorzystniejsze warunki dla osób o osłabionej kondycji fizycznej, wymagających leczenia lub rehabilitacji.

Dla analogicznych okresów jak w przypadku ochładzania, wykonano obliczenia temperatury efektywnej NTE (tab. 4, ryc. 7).



Ryc. 6. Porównanie wartości ochładzania na stacji Sokolniki-Sanatorium i na stacji lotniskowej Łódź – Lublinek; A – przebieg dobowy wartości ochładzania w całym okresie obserwacji, B – przebieg wartości ochładzania w wybranych dniach o pogodzie radiacyjnej, C – dobowy przebieg różnic ochładzania pomiędzy stacją w Sokolnikach a stacją lotniskową Łódź – Lublinek, D – histogramy częstości występowania wartości ochładzania w okresie badań w przedziałach odpowiadającym klasom odczuwalności cieplnej

Comparison of cooling values at stations: Sokolniki-Sanatorium and airport Łódź-Lublinek; A – 24-hour course of cooling values during entire observation period, B – course of cooling values on selected days with radiation weather, C – 24-hour course of cooling differences between Sokolniki station and airport station Łódź-Lublinek, D – histograms of frequency of occurrence during research period in intervals corresponding to classes of perceptibility



Ryc. 7 Charakterystyka przebiegu temperatury efektywnej (NTE) na stacji Sojokniki i na stacji lotniskowej Łódź – Lublinek; A –Przebieg dobowy temperatury efektywnej w całym okresie obserwacji, B – przebieg dobowy NTE w wybranych dniach o pogodzie radiacyjnej, C – dobowy przebieg różnic NTE pomiędzy stacjami Sokolniki i Łódź Lublinek, D – histogramy częstości występowania wartości NTE w porównywalnych okresach w Sokolnikach i w Łodzi – Lublinku.

Characteristics of normal effective temperature (NET) course at Sokolniki station and at airport station Łódź-Łublink; A – 24-hour course of effective temperature during entire observation period, B – course of NET on selected days with radiation weather, C – 24-hour course of NET differences between Sokolniki station and airport station Łódź-Lublink, D – histograms of frequency of occurrence of NET values after Missenard in comparable periods at Sokolniki and Łódź-Lublink

Tabela 4. Podstawowe charakterystyki statystyczne wartości temperatury efektywnej na stacjach: Sokolniki i Łódź-Łublinek

	N <sub>1</sub>	Sr.	Min.	Max.	δ	N <sub>2</sub>	Sr.	Min.	Max.	δ
Sokolniki	1632	8,0	-2,0	19,5	3,8	384	10,0	0,6	19,5	4,2
Ł-Lublinek	1632	2,1	-10,9	15,5	4,7	384	4,9	-5,1	15,5	4,5

Objaśnienia: N – liczba wszystkich wartości temperatury efektywnej; N<sub>2</sub> – liczba wartości temperatury efektywnej w dniach o pogodzie radiacyjnej; Sr. – średnia wartość temperatury efektywnej (°C); Min. – wartość minimalna temperatury efektywnej (°C); Max. – wartość maksymalna temperatury efektywnej (°C); δ – odchylenie standardowe (°C)

Z analizy danych wynika wniosek, że w warunkach leśnych w okresie chłodnego lata i jesieni 1996 roku więcej było stanów zbliżonych do strefy komfortu, znacznie mniej natomiast stanów niesprzyjających dobremu samopoczuciu człowieka. W Sokolnikach panują warunki bardziej komfortowe niż w Łodzi-Łublinku praktycznie w ciągu całej doby.

Z przeprowadzonych analiz wynika, że oba analizowane wskaźniki biometeorologiczne są bardzo wrażliwe na prędkość wiatru – z tego względu są także bardzo przydatne do charakterystyki warunków mikroklimatu terenów leśnych, gdzie prędkość wiatru jest bardzo osłabiona.

## 6. WNIOSKI KOŃCOWE

Położenie geograficzne obszaru potencjalnie uzdrowiskowego Rogoźno – Sokolniki decyduje o tym, że cechuje się on, na tle innych obszarów Polski (wybrzeże, góry), klimatem słabo bodźcowym, korzystnym dla stosowania różnych form lecznictwa uzdrowiskowego w tym kinezyterapii (Kozłowska-Szczęśna 1984). Badania porównawcze mikroklimatu i bioklimatu obszaru leśnego położonego w bezpośrednim sąsiedztwie odwiertów wód mineralnych w Rogoźnie doprowadziły do stwierdzenia, że tereny, na których występują wyjątkowej wartości wody lecznicze, mogą być wykorzystane dla klimatoterapii. Obszary leśne o zróżnicowanym składzie gatunkowym położone na suchych terenach wysoczyzn cechują się bioklimatem wybitnie oszczędzającym przez zdecydowaną większość roku. Małe prędkości wiatru, znacząco niskie wartości ochładzania, podwyższona temperatura efektywna, dobre warunki solarne itp. stwarzają dobrą podstawę funkcjonowania w pobliżu Łodzi uzdrowiska nizinnego. Taka ocena warunków klimatu i bioklimatu upoważnia do podjęcia dalszych prac zmierzających do oceny zróżnicowania topoklimatycznego terenów przyszłego uzdrowiska oraz sporządzenia planów zagospodarowania terenów uzdrowiskowych. Stworzy to warunki do racjonalnego wykorzystania nie zawsze obecnie docenianych naturalnych walorów środowiska geograficznego obszaru podłódzkiego.



## LITERATURA

- Błażejczyk K., Kozłowska-Szczęsna T., Krawczyk B., 1995, *Warunki bioklimatyczne Supraśla jako podstawa zagospodarowania przestrzennego*, Balneologia Polska, XXXVII, 3–4, s. 108–114.
- Dubaniewicz H., Maksymiuk Z., Zych S., 1971, *Bioklimatyczna bonitacja obszaru województwa łódzkiego dla potrzeb rekreacji*, Zeszyty Naukowe UŁ, 43, s. 3–60.
- Kłysik K., 1980, *Klimatyczne i bioklimatyczne warunki okolic Łagowa Lubuskiego*, Problemy Uzdrawiskowe, 1 (147), s. 87–167.
- 1993 – *Główne cechy klimatu*, [w:] St. Pączka (red.), *Środowisko Geograficzne Polski Środkowej*, Wyd. UŁ, s. 109–134.
- Kolago C., 1957, *Ciepłe źródła ozorkowskie*, Biuletyn IG, 105, s. 187–203.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1965, *Bioklimat Ciechocinka*, Problemy Uzdrawiskowe, 4 (26), 64 ss.
- 1984, *Bioklimat polskich uzdrawisk jako podstawowa cecha ich warunków środowiskowych*, [w:] *Problemy bioklimatologii uzdrawiskowej*, Dokum. Geogr. IGPZ PAN, 1–2, s. 13–88.
- 1991, *Antropoklimat Polski (Próba syntezy)*, Zeszyty IG i PZ PAN, 1, 64 ss.
- Miara K., Paszyński J. Grzybowski J., 1987, *Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski*, Przegl. Geogr., LIX, 4, s. 487–509.
- Papierkowski J., 1976, *Wytyczne balneologiczne do rozwoju lecznictwa uzdrawiskowego w potencjalnych uzdrawiskach województwa łódzkiego*, Problemy Uzdrawiskowe, 1/2 (99/100), s. 69–75.
- Zych S., Kłysik K., 1974, *Klimat i bioklimat Szczawnicy ze szczególnym uwzględnieniem zróżnicowania przestrzennego*, Problemy Uzdrawiskowe, 5/6, s. 87–186.

*Adres autora:*

*Kazimierz Kłysik*

*Katedra Meteorologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki  
ul. Piłarskiego 14/16, 90–231 Łódź*

*e-mail: klysik@kryisia.uni.lodz.pl*



Krzysztof Kozuchowski

## WIELOLETNIE ZMIANY WARUNKÓW BIOKLIMATYCZNYCH W OKRESIE 1961–2000 (NA PRZYKŁADZIE ŁODZI)

### 1. WPROWADZENIE, MATERIAŁ I METODA

Klimat w Polsce w końcu XX wieku zmienił się pod wpływem czynników naturalnych – głównie wskutek nasilenia strefowej cyrkulacji atmosferycznej – a prawdopodobnie także w związku z postępującym globalnym ociepleniem. Zmiany te udokumentowano już w licznych pracach klimatologicznych (Kozuchowski i in. 1999; Kozuchowski, Marciniak 2002; Kozuchowski, Żmudzka 2001; Głowicki 2002). W konsekwencji, równie znaczącym zmianom uległ klimat odczuwalny. Ocena wielkości tych zmian była także przedmiotem kilku doniesień naukowych, które opublikowano w ostatnim czasie (Chabior 2002; Sikora 2002; Trepińska 2002; Kozuchowski 2000, 2001; Papiernik 2001).

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę określenia trendu kilku wybranych wskaźników klimatu odczuwalnego w okresie 1961–2000. Wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji Łódź-Lublinek: codzienne wartości temperatury, wilgotności powietrza, prędkości wiatru z godz. 12 GMT, sumy dzienne usłonecznienia oraz średnie dobowe wartości ciśnienia atmosferycznego. Na tej podstawie obliczono wskaźniki odczuwalnych warunków termicznych – temperaturę ekwiwalentną (*te*), temperaturę efektywną (*NTE*) i wskaźnik ochładzania wiatrem (*WCI*). Usłonecznienie (*S*) i międzydobowe zmiany ciśnienia (*dp*) potraktowano jako charakterystykę nasilenia solarnych oraz meteorotopowych cech środowiska atmosferycznego.

Przedstawiono także próbę kompleksowej oceny zmian bioklimatu, w której zaadaptowano formułę proponowaną przez K. Błażejczyka (1980, 1992):

$$Y_1 = X_1 (Z_1)^{-1}$$

gdzie:

$Y_1$  – wskaźnik oceny,

$X_1$  – iloraz charakteryzujący warunki termiczne,

$Z_1$  – iloraz charakteryzujący nasilenie bodźców meteorotropowych i solarnych.

Stosunek  $X$  wyraża relację między częstością ( $f$ ) występowania o godz. 12 UTC warunków, w których nie obserwuje się odczuwanego zimna ( $WCI < 930 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), a frekwencją stanów parności ( $te > 44^\circ\text{C}$ ).

$$X_1 = [1 - f(WCI)] [f(te)]^{-1}$$

Według tej formuły  $X$  jest stosunkiem częstości korzystnych i niekorzystnych warunków termicznych (stanów parności).

Wykładnik  $Z$  określa relację między częstością występowania dużych międzydobowych zmian ciśnienia ( $dp > 8 \text{ hPa}$ ) i częstością dni słonecznych ( $S > 4 \text{ godz.}$ ):

$$Z_1 = f(dp) [f(S)]^{-1}$$

W tym ujęciu  $Z$  wyraża stosunek częstości niekorzystnych warunków meteorotropowych, których miarą jest zmiana ciśnienia  $dp$ , do korzystnych warunków solarnych, scharakteryzowanych przez usłonecznienie.

W drugiej wersji oceny ( $Y_2$ ) dokonano zmiany wielkości  $X$  i  $Z$ , tzn.  $X_2$  zdefiniowano jako iloraz częstości dni słonecznych i częstości dni z dużymi wahaniami ciśnienia, zaś  $Z_2$  – jako stosunek częstości występowania odczuwalnego zimna do częstości stanów parności:

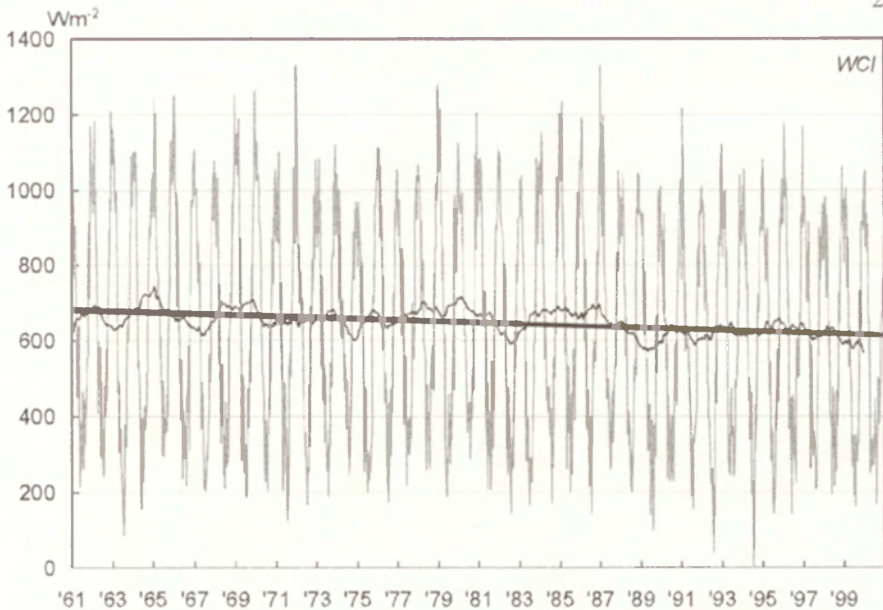
$$X_2 = f(S) [f(dp)]^{-1}$$

$$Z_2 = f(WCI) [1 - f(te)]^{-1}$$

W rezultacie przyjętych tu założeń – w obu wersjach oceny  $Y$  – wskaźnik ten staje się funkcją występowania korzystnych warunków bioklimatycznych w badanym wieloleciu.

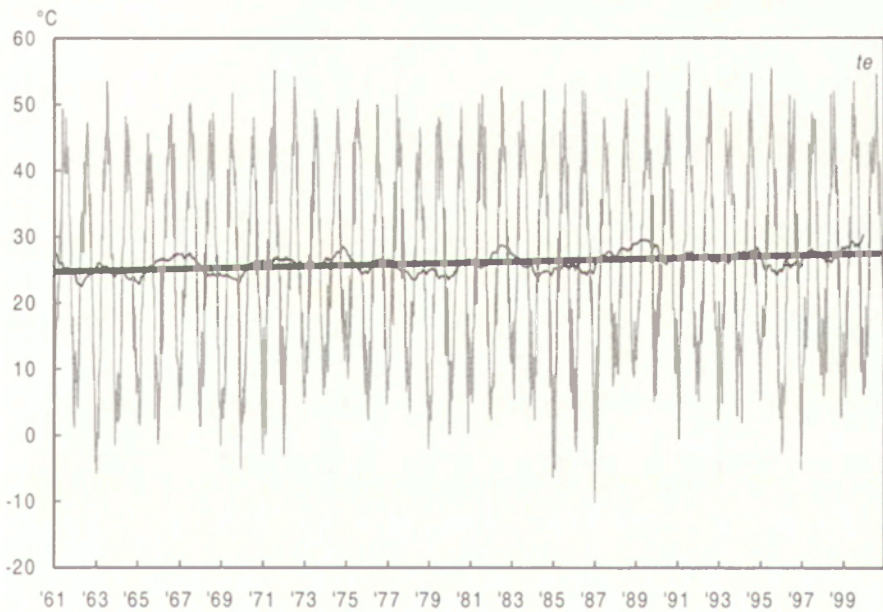
## 2. WYNIKI

Obrazem wieloletnich zmian wybranych wskaźników bioklimatu są wahania średnich ruchomych 12-miesięcznych oraz linie trendu, przedstawione na rycinach 1–5. Najwyraźniejszą tendencję w wieloleciu przedstawia wielkość ochładzania wiatrem  $WCI$ , która znacząco malała w ciągu całego okresu, zwłaszcza od łagodnej zimy 1988/89. Rosnące tendencje można zauważyć w przebiegu temperatury ekwiwalentnej ( $te$ ) i temperatury efektywnej ( $NTE$ ). Ogólnie biorąc fakt ocieplenia klimatu w drugiej połowie XX wieku znajduje odbicie w trendach tych wskaźników.



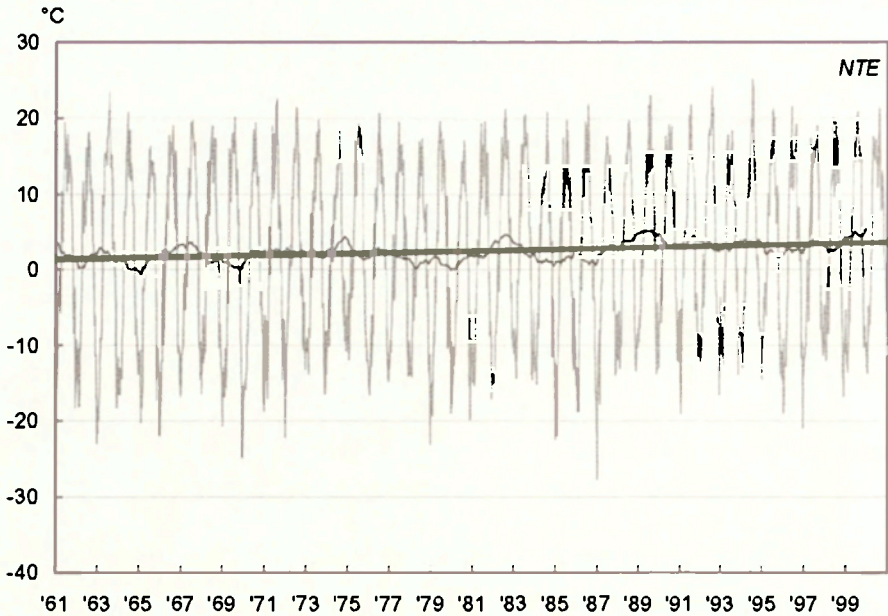
Ryc. 1. Wielkość ochładzania wiatrem [ $WCI$ ] o godz. 12 GMT w Łodzi w latach 1961–2000. Średnie wartości 10-dniowe, średnie ruchome 12-miesięczne i linia trendu.

The values of Wind Chill Index [ $WCI$ ] at 12 GMT in Łódź in the period 1961–2000. Mean 10-day values, 12-month running means and the trend's line.



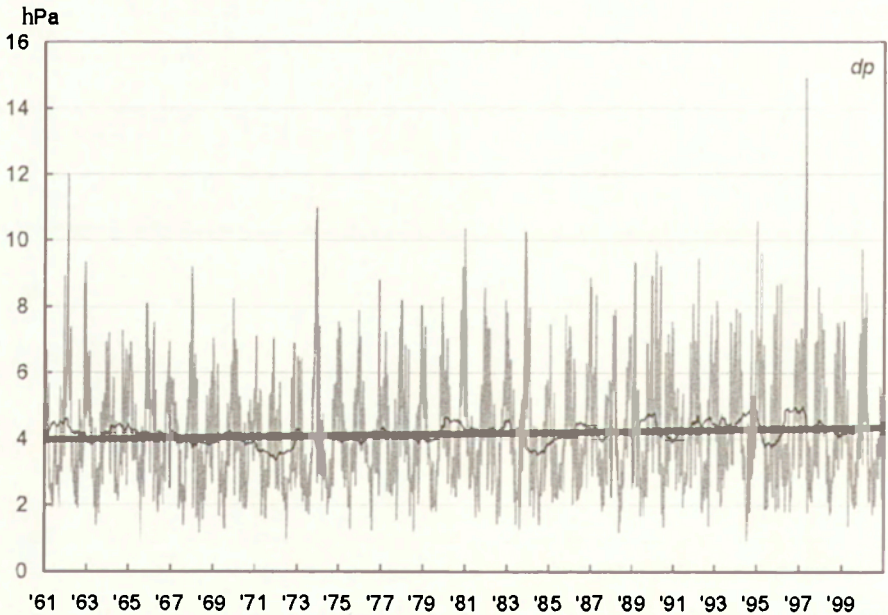
Ryc. 2. Temperatura ekwiwalentna [ $te$ ] o godz. 12 GMT w Łodzi w latach 1961–2000. Średnie wartości 10-dniowe, średnie ruchome 12-miesięczne i linia trendu.

The equivalent temperature [ $te$ ] at 12 GMT in Łódź in the period 1961–2000. Mean 10-day values, 12-month running means and the trend's line.



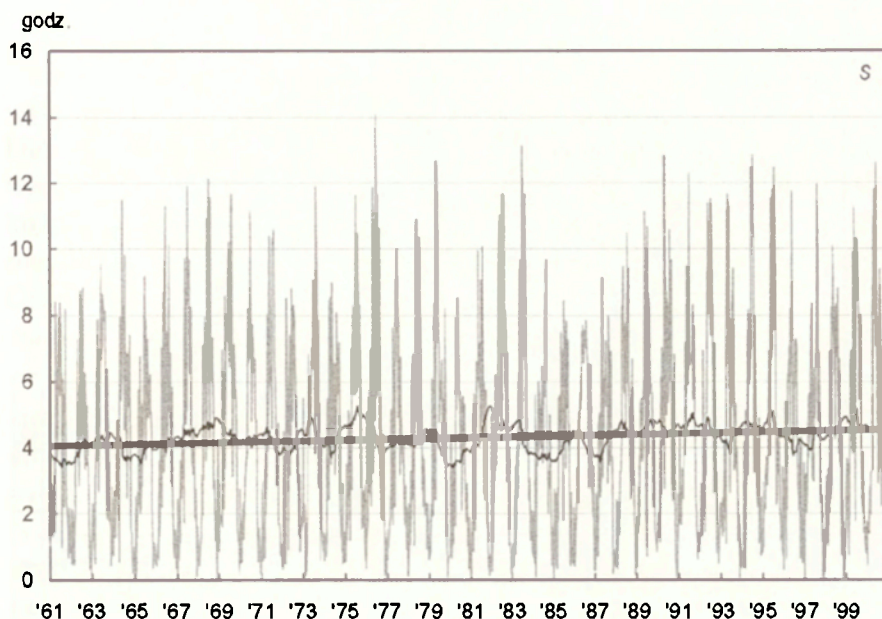
Ryc. 3. Temperatura efektywna [NTE] o godz. 12 GMT w Łodzi w latach 1961–2000. Średnie wartości 10-dniowe, średnie ruchome 12-miesięczne i linia trendu.

The effective temperature [NTE] at 12 GMT in Lodz in the period 1961–2000. Mean 10-day values, 12-month running means and the trend's line.



Ryc. 4. Zmiany średniego ciśnienia z dnia na dzień [dp] w Łodzi w latach 1961–2000. Średnie wartości 10-dniowe, średnie ruchome 12-miesięczne i linia trendu.

The day-to-day changes of the atmospheric pressure [dp] in Lodz in the period 1961–2000. Mean 10-day values, 12-month running means and the trend's line.



Ryc. 5. Średnie dobowe usłonecznienie [ $S$ ] w Łodzi w latach 1961–2000. Średnie wartości 10-dniowe, średnie ruchome 12-miesięczne i linia trendu.

The averages of daily sunshine duration [ $S$ ] in Łódź in the period 1961–2000. Mean 10-day values, 12-month running means and the trend's line.

Rosnącą tendencją odznacza się usłonecznienie, którego średnie dobowe wartości zwiększyły się w ciągu 40-lecia prawie o 1 godz.

Wzrastały również średnie międzydobowe zmiany ciśnienia atmosferycznego, na skutek nasilenia aktywności ogólnej cyrkulacji atmosferycznej nad Europą.

Współczynniki trendu różnią się w poszczególnych miesiącach: ocieplenie zaznaczyło się przede wszystkim w zimie, na wiosnę i latem, jesienią natomiast, zwłaszcza we wrześniu wystąpiły oznaki oziębienia. Znaczące statystycznie trendy rosnące  $te$  i  $NTE$  wystąpiły w styczniu, maju i sierpniu, wielkość ochładzania  $WCI$  zmniejszała się znacząco w grudniu, styczniu, marcu, w maju i w sierpniu. Mimo istotnych zmian wartości miesięcznych – średnie roczne wartości analizowanych wskaźników nie wykazały znaczącej tendencji. Nieistotny okazał się także trend rosnący zmian ciśnienia, trzeba jednak podkreślić, że przyrosty tego wskaźnika wystąpiły w ciągu całego roku, a trendy wartości z maja i wartości rocznych można uznać za istotne na poziomie 10%. Usłonecznienie wzrastało istotnie w maju i w sierpniu, zaś w czerwcu i we wrześniu – nieznacznie zmalało.

Tabela 1. Współczynniki trendu liniowego (a/rok) miesięcznych i rocznych wartości wybranych wskaźników bioklimatu w Łodzi w latach 1961–2000.

Wskaźnik	a/F	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
te	a	<b>0,13*</b>	0,10	0,08	0,06	<b>0,11*</b>	0,05	<b>0,09*</b>	<b>0,08*</b>	-0,01	0,03	-0,04	0,08	0,07
	F	4,86	2,34	1,99	2,07	6,16	2,14	5,48	6,32	0,04	0,32	0,65	3,07	1,62
NTE	a	<b>0,11*</b>	0,09	<b>0,11*</b>	0,06	<b>0,09*</b>	0,01	0,03	<b>0,06*</b>	-0,02	0,01	0,01	<b>0,08*</b>	0,06
	F	6,42	3,28	5,43	2,55	7,89	0,16	0,96	5,63	0,41	0,02	0,02	5,96	1,72
WCI	a	<b>-2,93*</b>	-2,26	<b>-3,04*</b>	-1,82	<b>-2,49*</b>	-0,25	-0,88	<b>-1,84*</b>	0,36	-0,33	-1,04	<b>-2,41*</b>	-1,67
	F	7,03	2,97	6,87	3,36	8,31	0,12	0,79	5,76	0,15	0,13	1,20	11,0	2,47
dp	a	0,006	0,012	0,013	0,007	0,021	0,005	0,006	0,004	0,008	0,018	0,011	0,005	0,009
	F	0,15	0,52	1,09	0,37	3,11	0,37	0,43	0,34	1,23	2,86	0,90	0,12	3,16
S	a	0,01	0,02	0,01	0,01	<b>0,07*</b>	-0,03	0,02	<b>0,04*</b>	-0,03	0,01	0,01	0,01	0,12
	F	1,53	2,64	1,00	0,72	13,87	1,45	0,71	4,34	2,76	0,13	1,29	0,53	1,47

Objaśnienia: F – test F Snedecora, \* – trend istotny ( $p=0,05$ )

Tabela 2. Średnie 10-letnie wartości wybranych wskaźników bioklimatu w Łodzi

okres	te [°C]	NTE [°C]	WCI [ $Wm^{-2}$ ]	dp [hPa]	S [godz.]
1961–1970	25,2	1,8	666,1	4,1	4,1
1971–1980	25,7	2,0	661,2	4,0	4,3
1981–1990	26,7	2,8	643,0	4,2	4,1
1991–2000	27,1	3,5	615,4	4,4	4,6



Szczegółowe dane o trendach wskaźników zawiera tabela 1.

Średnie 10-letnie wartości rozpatrywanych wskaźników klimatu odczuwalnego, które zamieszczono w tabeli 2, obrazują kierunek zmian warunków klimatycznych w ciągu 40-lecia. W tej skali czasowej temperatura odczuwalna wzrosła o prawie 2°C, ochładzanie zmniejszyło się o 8%. Zmiany tych wielkości wykazywały konsekwentnie ten sam znak z dekady na dekadę. Mniej regularne okazały się przyrosty zmian ciśnienia i liczba godzin ze słońcem. Ostatnia dekada badanego czterdziestolecia wyróżniała się najwyższymi wartościami wskaźników przyjętych do analizy.

Międzydekadowe zmiany częstości występowania stanów odczuwalnego zimna oraz warunków hipertermicznych (parności) stanowią jeszcze jeden dowód postępującego ocieplenia klimatu (tab. 3). Zmiany te uzasadniają też pytanie o jakościową ocenę obserwowanych tendencji klimatycznych, których kierunki wskazują na przyrost zarówno korzystnych, jak i niekorzystnych cech klimatu odczuwalnego. Zmniejszyła się wprawdzie częstość odczuwalnego zimna, ale wzrosła liczba przypadków parności, a przy tym niewiele zmieniła się częstość warunków komfortu termicznego ( $NTE: 21-23^{\circ}\text{C}$ ). Wzrosła liczba dni słonecznych, ale równocześnie powiększyła się częstość występowania dużych międzydobowych zmian ciśnienia.

Tabela 3. Średnie roczne częstości występowania stanów parności ( $te > 44^{\circ}\text{C}$ ), komfortu termicznego ( $21 < NTE < 23^{\circ}\text{C}$ ), zimna ( $WCI > 930 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) oraz częstość dni słonecznych ( $S > 4$  godz.) i częstość dużych międzydobowych wahań ciśnienia ( $dp > 8 \text{ hPa}$ ) w dziesięcioleciach okresu 1961–2000.

okres	$te > 44^{\circ}\text{C}$	$21 < NTE < 23^{\circ}\text{C}$	$WCI > 930 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$	$dp > 8 \text{ hPa}$	$S > 4$ godz.
1961–1970	47,0	9,2	94,2	48,0	154,9
1971–1980	50,9	6,7	81,5	43,4	159,0
1981–1990	54,6	9,6	80,7	49,4	171,0
1991–2000	62,8	9,9	64,5	54,4	167,3

Zmierzając do określenia „jakości” zmian bioklimatu w badanym okresie uwzględniono częstość występowania bodźcowych warunków termicznych, solarnych i meteorotropowych. Określono zmiany tych częstości, wyrażone w procentach średniej 40-letniej (tab. 4). Tak przygotowane dane poddano ocenie, stosując dwa opisane wyżej sposoby wyznaczania funkcji Y. Otrzymane wyniki zawiera tabela 5.

Różnokierunkowe zmiany wybranych cech bioklimatu powodują, że kompleksowa ocena warunków klimatycznych w kolejnych 10-leciach wskazuje raczej na stabilność bodźców atmosferycznych – przy znaczącej zmianie ich struktury w ciągu analizowanego okresu.

Tabela 4. Zmiany częstości dni parnych ( $t_e > 44^\circ\text{C}$ ), słonecznych ( $S > 4$  godz.), częstości dużych zmian ciśnienia ( $dp > 8$  hPa) i częstości dni zimnych ( $WCI > 930$   $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) w dziesięcioleciach okresu 1961–2000 ( w procentach średniej 40-letniej).

okres	$t_e > 44^\circ\text{C}$	$S > 4$ godz.	$dp > 8$ hPa	$WCI > 930$ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$
1961–1970	87,4	95,0	98,4	117,4
1971–1980	94,6	97,5	88,9	101,6
1981–1990	101,5	104,9	101,2	99,7
1991–2000	116,7	102,6	111,5	80,4

Tabela 5. Wskaźniki oceny warunków bioklimatycznych w dziesięcioleciach okresu 1961–2000 (objaśnienia w tekście).

okres	$Y_1$	$Y_2$
1961–1970	0,94	0,96
1971–1980	1,04	1,09
1981–1990	0,99	1,04
1991–2000	1,03	0,92

W świetle obu ocen ( $Y_1, Y_2$ ) za dekadę o najkorzystniejszych warunkach bioklimatycznych można uznać dekadę 1971–80, która wyróżniała się niską średnią wartością zmian ciśnienia i zbliżonymi do normy wartościami pozostałych wskaźników. Najcieplejsza dekada 1991–2000 zajmuje drugą bądź ostatnią pozycję w rankingu, zależnie od przyjętych założeń oceny. Na podstawie przebiegu wskaźników oceny bioklimatu w kolejnych dekadach można więc sądzić, że w końcu stulecia nastąpiło pewne pogorszenie warunków bioklimatycznych, głównie wskutek zwiększenia częstości pogody zbyt ciepłej (parnej) i dużej międzydobowej zmienności ciśnienia.

### 3. WNIOSKI

Analizowane szeregi czasowe wskaźników bioklimatu wskazują na dość istotną zmianę struktury bodźców atmosferycznych, oddziałujących na człowieka w ciągu ubiegłego 40-lecia. Zmiany te były następstwem znaczącego, ale też sezonowo zróżnicowanego, ocieplenia klimatu i rozwoju jego oceanicznych cech w końcu XX wieku, kształtujących się w związku z nasileniem strefowej cyrkulacji atmosfery i ogólnym wzrostem dynamiki warunków cyrkulacyjnych.

Amplituda obserwowanych w Łodzi wieloletnich zmian wskaźników bioklimatu dorównuje, a często przewyższa, skalę geograficznego zróżnicowania ich wartości na obszarze Polski (por. Kozłowska-Szcęsna 1991). Kierunki i sezonowe zróżnicowanie analizowanych zmian bioklimatu w Łodzi, wskutek ogólnego charakteru fluktuacji klimatycznych, można uznać za reprezentatywne dla pozostałej części kraju.

W końcu ubiegłego stulecia, w ślad za znacznym zmniejszeniem stanów dyskomfortu zimnego, wzrosła częstość występowania obciążających ustrój człowieka stanów gorąca i parności. Wzrosła międzydobowa zmienność ciśnienia atmosferycznego, oznaczająca – jak się przyjmuje – nasilenie meteorotropowych oddziaływań środowiska atmosferycznego.

Wykonane próby kompleksowej oceny bioklimatu Łodzi w czterech dziesięcioleciach wskazują na możliwe pogłębienie się dyskomfortowych warunków atmosferycznych, związanych z przypuszczalnym dalszym ociepleniem klimatu.

## LITERATURA

- Błażejczyk K., 1980, *Próba oceny klimatu uzdrowiska metodą modelową*, Przegl. Geogr., 52, 1, s. 115–125.
- 1992, *Bioklimatyczna analiza warunków pogodowych w Polsce*, Zeszyty IGPZ PAN, 8, 24 ss. + 7 tab.
- Chabior M., 2002, *Assessment of variability of bioclimatic conditions on the Polish Baltic coast*, [w:] *Man and Climate in the 20<sup>th</sup> century*, Internat. Conference, Wrocław, 13–15 June 2002, s. 27–28.
- Fortuniak K., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, *Trendy i okresowość zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku*, Przegl. Geofiz., XLVI, 4, s. 283–303.
- Głowicki B., 2002, *Symptoms of contemporary warming effect in the 100-years series of temperature measurements on the Śnieżka Mountain*, [w:] *Man and Climate in the 20<sup>th</sup> century*, Intern. Conference, Wrocław, 13–15 June 2002, s. 45–46.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1991, *Antropoklimat Polski (próba syntezy)*, Zeszyty IGPZ PAN, 1, 64 ss.
- Kożuchowski K., 2001, *Meteorologiczne i biometeorologiczne pory roku w Łodzi w dekadach 1959–68 i 1989–98*, Prace i Studia Geogr. UW, 29, s. 37–144.
- Kożuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce: sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Łódź, 147 ss.
- Kożuchowski K., Degirmendźić J., Fortuniak K., Wibig J., 1999, *Tendencje zmian sezonowych aspektów klimatu w Polsce*, [w:] *Zmiany i zmienność klimatu Polski*, Ogólnopolska Konferencja Naukowa, 4–6 listopada 1999 Łódź, s. 107–122.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 2002, *Zmienność kontynentalizmu klimatu w Polsce*, Sympozjum Klimatologiczne w Uniw. M.Kopernika, 16–17.VI.93, Toruń.
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, *Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury w drugiej połowie XX wieku*, Przegl. Geofiz., XLVI, 1–2, s. 81–90.
- Papiernik Ż., 2001, *Biometeorologiczne pory roku na tle zmieniających się warunków klimatycznych*, Balneologia Polska, XLIII, 1–2, s. 100–107.

- Sikora S., 2002, *Bioclimatological conditions in Wrocław during summertime 2001*, [w:] *Man and Climate in the 20<sup>th</sup> century*, Intern. Conference, Wrocław, 13–15 June 2002, s. 90–91.
- Trepińska J., 2002, *Hot summer seasons in Cracow during 20<sup>th</sup> century*, [w:] *Man and Climate in the 20<sup>th</sup> century*, Intern. Conference, Wrocław 13–15 June 2002, s. 104–105.

## THE LONG TERM CHANGES OF THE BIOCLIMATIC CONDITIONS IN THE 1961–2000 (AN EXAMPLE OF ŁÓDŹ)

### Summary

Five indices of bioclimate in Łódź in the period 1961–2000 were analyzed: the equivalent temperature ( $te$ ), the normal effective temperature ( $NTE$ ), the wind chill index ( $WCI$ ), the sunshine duration ( $S$ ) and the values of day-to-day changes of the atmospheric pressure ( $dp$ ). The coefficients of trend of monthly and annual values of these indices have been calculated (see Table 1). The increase in the frequency of sultry days and decrease in the frequency of cold days were the characteristic features of the climate tendencies in the 40-year period. The increasing tendency of sunshine and the rise of the values of  $dp$  were also observed. The complex assessment of bioclimatic conditions has been defined according to Blaziejczyk method:

$$Y_1 = X_1 (Z_1)^{-1}$$

where:

$Y_1$  – index of the assessment

$X_1$  – the ratio of the frequency of thermal conditions  $(1-fWCI)(fte)^{-1}$ , ( $fWCI$  and  $fte$  are the frequencies of  $WCI > 930 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  and  $te > 44^\circ\text{C}$  respectively).

$Z_1$  – the ratio of the  $dp$  and  $S$  frequency:  $f dp (f S)^{-1}$ , ( $f dp$  and  $f S$  are the frequencies of  $dp > 8 \text{ hPa}$  and  $S > 4 \text{ hours per day}$  respectively).

In the second way of the assessment ( $Y_2$ ) the values  $X$  and  $Z$  were exchanged. The resultant  $Y_1$  and  $Y_2$ , mean values for decades of the period 1961–2000 (Table 5) show the fluctuations of bioclimate and indicate the relative drop of the comfortable conditions in 1990's especially because of the intensification of pressure changes and the warming of climate.

*Adres autora:*

*Krzysztof Koźuchowski*

*Zakład Dynamiki Środowiska i Bioklimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska UŁ*

*ul. Lipowa 81, 90-561 Łódź*

Barbara Krawczyk

## STRES CIEPŁA – CECHA BIOKLIMATU POLSKI

### 1. WPROWADZENIE

Środowisko atmosferyczne oddziałuje na człowieka nieprzerwanie, poprzez bodźce atmosferyczne o różnym natężeniu. W biometeorologii i bioklimatologii szczególną uwagę zwraca się na te elementy meteorologiczne i ich zespoły, które charakteryzują się silnym działaniem bodźcowym, przekraczającym nawet zdolności przystosowawcze organizmu człowieka. Do silnych bodźców zalicza się między innymi zespół czynników atmosferycznych wywołujących u człowieka tzw. stres ciepła, czyli reakcje fizjologiczne (termoregulacyjne), które mają zapobiec wzrostowi temperatury wewnętrznej. W umiarkowanych szerokościach geograficznych (w tym w Polsce) stres ciepła występuje na ogół w czasie fali upałów, to znaczy w kilku po sobie następujących dniach, w których nad obszar kraju napływa bardzo ciepłe i wilgotne powietrze zwrotnikowe.

Do podstawowych reakcji układu termoregulacji, zachodzących pod wpływem wysokiej temperatury powietrza, należy wydzielanie potu i rozszerzenie powierzchniowych naczyń krwionośnych, w celu odprowadzenia ciepła z powierzchni ciała człowieka. Przy temperaturze powietrza  $> 28^{\circ}\text{C}$  parowanie potu jest jedyną drogą usuwania nadmiaru ciepła z organizmu, ale ochładzającą rolę spełnia pocenie tylko wtedy, gdy warunki fizyczne środowiska atmosferycznego umożliwiają parowanie wody z powierzchni ciała. Jeśli wysoka wilgotność powietrza uniemożliwia parowanie wydzielonego potu, naruszona zostaje równowaga bilansu cieplnego, a temperatura wewnętrzna człowieka może wzrosnąć. Wewnątrzustrojowy system termoregulacji jest dość skuteczny. Jednakże przedłużające się i znaczne natężenie jego reakcji działa obciążająco na człowieka, prowadząc do pogorszenia samopoczucia a także do obniżenia sprawności fizycznej i umysłowej, w wyniku wahań ciśnienia tętniczego krwi, zmian jej składu chemicznego oraz zakłóceń oddechu (Klonowicz, Kozłowski 1970). Dzieje się tak również wtedy, gdy reakcje termoregulacyjne człowieka nie są już wystarczająco efektywne (u ludzi

starszych i chorych), a także wówczas gdy układ termoregulacyjny nie jest jeszcze dobrze wykształcony (u dzieci).

W ostatnich latach wzrosło zainteresowanie badaniami wpływu fal upałów na zdrowie i samopoczucie człowieka, gdyż scenariusze zmian klimatu przewidują wzrost częstości występowania tego rodzaju zjawisk ekstremalnych w najbliższej przyszłości (Smoyer 1996). Ta tematyka badawcza została zaakceptowana przez Komisję Europejską do realizacji w ramach V Programu Ramowego, oraz przez Międzynarodowe Towarzystwo Biometeorologiczne, Światową Organizację Meteorologiczną, a także przez Polskie Towarzystwo Balneologii i Medycyny Fizykalnej.

Badania lekarsko-meteorologiczne prowadzone w wielu krajach za pomocą różnych metod dowiodły, że istnieje statystycznie istotny związek pomiędzy liczbą zachorowań i zgonów a częstością występowania i długotrwałością fal upałów. Tego rodzaju badania, wchodzące w zakres meteoropatologii, prowadzone były przy zastosowaniu różnych wskaźników biometeorologicznych takich jak np.: temperatura pozorną (Tapp), wskaźnik dyskomfortu (DI), a także przy użyciu empirycznych wzorów opartych na bilansie cieplnym człowieka, pozwalających na wyznaczenie wskaźnika stresu cieplnego (HS), wskaźnika obciążenia cieplnego (HL), temperatury odczuwalnej (PT) czy też przewidywanej średniej oceny (PMV). Badania wpływu fali upałów na zdrowie i samopoczucie człowieka dotyczyły obszaru Australii (Auliciems, Kalina 1979), Grecji (Matzarakis, Mayer 1991, 1997), południowej Kanady (Auliciems, Frost 1989; Smoyer i in. 2000), południowo-wschodnich Niemiec (Laschewski, Jendritzky 2002), niektórych miast Stanów Zjednoczonych (Smoyer 1998). I tak np. liczba zgonów, które występują w czasie fal upałów w Stanach Zjednoczonych znacznie przekracza liczbę przypadków śmiertelnych spowodowanych przez powodzie, huragany i burze śnieżne.

W Polsce, związek pomiędzy liczbą zachorowań i zgonów a warunkami meteorologicznymi badali M. Kuchcik (2000) i K. Błażejczyk (Błażejczyk 2000; Kuchcik, Błażejczyk 2001). M. Kuchcik stwierdziła, że w czasie 10-dniowej fali upałów, liczba zgonów spowodowanych chorobami układu krążenia w Warszawie wzrosła nawet o 84%, w stosunku do wartości średniej z okresu letniego. Także B. Leszczyński (1973) uznał ekstremalne wartości temperatury powietrza za jeden z czynników ryzyka wystąpienia zawału mięśnia sercowego.

## 2. MATERIAŁ I METODA

Ryzyko występowania stresu ciepła czyli uciążliwych dla człowieka warunków biotermicznych można określić przy użyciu różnych metod. Najprostszym kryterium wyróżnienia takich warunków jest częstość występowania dni upalnych, określonych temperaturą maksymalną powietrza  $\geq 30^{\circ}\text{C}$  (Kozłowska-Szczęśna i in. 1997; Krawczyk, Kozłowska-Szczęśna 1990). Jak wykazały ostatnie badania (Cebulak 1999) częstość pojawiania się dni upalnych na obszarze Polski wykazuje tendencję rosnącą, widoczną szczególnie w zachodniej części kraju. Po roku 1980 największą ich frekwencję zaobserwowano w roku 1992 i 1994, przy czym charakteryzowały się one znaczną długością. Najdłuższa – 16 dniowa fala upałów miała miejsce w Rzeszowie na przełomie lipca i sierpnia 1994 r.

Określanie możliwości wystąpienia stresu ciepła tylko na podstawie kryterium termicznego jest z punktu widzenia biometeorologii niewystarczające. Przy eliminacji ciepła z powierzchni ciała człowieka ważną rolę odgrywa, poza temperaturą powietrza, także jego wilgotność oraz prędkość wiatru, decydujące o wielkości parowania potu z powierzchni ciała człowieka. Dlatego też, do zbadania ryzyka występowania stresu ciepła w Polsce należy zastosować wskaźnik oparty na bilansie cieplnym człowieka. W równaniu bilansu cieplnego uwzględnia się bowiem wszystkie elementy meteorologiczne oddziałujące na organizm, a także czynniki fizjologiczne i rodzaj odzieży (Krawczyk 1995).

Częstość występowania stresu ciepła o różnej intensywności zbadano posługując się wskaźnikiem stresu ciepła (HSI), zaproponowanym przez H.S. Beldinga i T.F. Hatch'a (Parsons 1993). Wyniki przedstawiono na przykładzie 7 uzdrowisk położonych w zróżnicowanych warunkach fizycznogeograficznych. Reprezentują one różne regiony bioklimatyczne kraju (Kozłowska-Szczęśna i in. 1997, 2002).

Wartości wskaźnika stresu cieplnego HSI (Heat Stress Index), w wyżej wymienionych uzdrowiskach, wyznaczono za pomocą następującego wzoru (Kozłowska-Szczęśna i in. 1997; Parsons 1993):

$$\text{HSI} = (E_{\text{reg}}) / (E_{\text{max}}) 100$$

Wskaźnik HSI (wyrażony w %) oznacza stosunek parowania z powierzchni ciała człowieka, niezbędnego dla zachowania równowagi cieplnej ( $E_{\text{reg}}$ ), do parowania maksymalnego w danych warunkach meteorologicznych ( $E_{\text{max}}$ ). Wartość  $E_{\text{reg}}$  wyznacza się z równania bilansu cieplnego człowieka, a  $E_{\text{max}}$  według wzoru:

$$E_{\max} = k \cdot v^{0,6} \cdot (56,0 - e)$$

gdzie:

$k$  – współczynnik bezwymiarowy wynoszący 7,0 dla człowieka ubranego,

$v$  – prędkość wiatru na wysokości 2 m.,

$e$  – ciśnienie pary wodnej w hPa,

56,0 – ciśnienie pary wodnej w temperaturze skóry człowieka 35,0°C.

$E_{\text{reg}}$  wyznaczono z równania bilansu cieplnego przy założeniu, że człowiek poruszający się w terenie otwartym z prędkością około 3 km·h<sup>-1</sup> ( $M=120\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) ubrany jest w zwykłą odzież letnią o termoizolacyjności 1 clo, temperatura jego skóry wynosi 32,0°C, natomiast wartości salda wymiany ciepła zawarte są w przedziale  $-5 < S < 5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

Do obliczeń  $E_{\text{reg}}$  wykorzystano model wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem – MENEX (Błażejczyk 2001), oparty na ogólnym równaniu bilansu cieplnego:

$$E_{\text{reg}} = M + R - C - L - K - \text{Res} - S,$$

W tym równaniu przychód ciepła dla organizmu stanowią: ilość ciepła wytwarzanego w procesach metabolicznych ( $M$ ) oraz pochłonięte promieniowanie słoneczne ( $R$ ). Oddawanie ciepła do otoczenia odbywa się przez: konwekcję ( $C$ ), wypromieniowanie długofalowe ( $L$ ), parowanie wody z powierzchni ciała ( $E_{\text{reg}}$ ), przewodnictwo przy kontakcie z podłożem –  $K$  (ze względu na małe wartości liczbowe pominięto w obliczeniach) oraz oddychanie ( $\text{Res}$ ).  $S$  – saldo wymiany ciepła (stanowi wynik przepływu ciepła między ciałem człowieka a otoczeniem).

Poszczególnym wartościom HSI odpowiadają następujące stopnie obciążenia cieplnego (w przypadku ośmiogodzinnego przebywania w terenie otwartym):

HSI (%)	Natężenie stresu cieplnego, efekt fizjologiczny
< 10	łagodny stres chłodu lub warunki termoneutralne
11–30	łagodny lub umiarkowany stres ciepła,
31–60	silny stres ciepła powodujący zagrożenie dla zdrowia w przypadku braku aklimatyzacji,
61–90	bardzo silny stres ciepła (niezbędne jest dostarczanie wody i soli mineralnych),
91–100	maksymalny stres ciepła tolerowany przez młode zaaklimatyzowane osoby,
> 100	niebezpieczeństwo podwyższenia temperatury wewnętrznej, czas przebywania w takich warunkach musi być nadzorowany.

Wraz ze wzrostem wartości HSI następuje zwiększenie obciążenia układu termoregulacyjnego człowieka, gdyż na skutek dużej wilgotności powietrza



utrudniona zostaje wymiana ciepła poprzez parowanie wody z powierzchni ciała.  $HSI > 100\%$  ma miejsce wówczas, gdy wysoka temperatura i wilgotność powietrza uniemożliwiają parowanie potu, co prowadzi do gromadzenia ciepła w ustroju człowieka i może stwarzać niebezpieczeństwo wzrostu temperatury wewnętrznej (przegrzanie). HSI można uznać za miarę obciążenia organizmu człowieka pod wpływem bodźców termiczno-wilgotnościowych. Jest on również traktowany jako wskaźnik parności.

Do badań częstości występowania stresu ciepła o różnym natężeniu na obszarze Polski wybrano Ustkę (3 m n.p.m.), która leży w regionie „nadmorskim” (Ia), o bioklimacie silnie bodźcowym, podlegającym wpływowi Bałtyku. Największy region bioklimatyczny „środkowy” (IV) o typowych dla terenów nizinnych warunkach bioklimatycznych reprezentowany jest przez Inowrocław (90 m n.p.m.). W regionie „południowo-wschodnim” (V) – najcieplejszym w kraju, usytuowany jest Nałęczów (180–200 m n.p.m.). Do badania ryzyka wystąpienia stresu ciepła w regionie „podgórskim i górskim” (VI), charakteryzującym się zróżnicowaniem warunków orograficznych i bioklimatycznych, a przede wszystkim znaczną bodźcowością, wybrano 2 uzdrowiska karpackie: Iwonicz Zdrój (380–450 m n.p.m.) i Krynicy Zdrój (560–620 m n.p.m.) oraz 2 – sudeckie: Łądek Zdrój (450–500 m n.p.m.) i Świeradów Zdrój (490–550 m n.p.m.). Są to uzdrowiska górskie i podgórskie leżące w zarówno w dnach dolin górskich (Iwonicz, Krynica), jak i na zboczach (Łądek, Świeradów).

Na podstawie codziennych danych meteorologicznych z godz. 12 UTC okresu 1971–1990, obliczono częstość występowania HSI w przedziałach wartości odpowiadających różnemu natężeniu stresu ciepła w półroczu ciepłym oraz jego rozkład w poszczególnych miesiącach tego okresu (maj październik). Obliczeń wskaźnika HSI dokonano posługując się programem *Bio-Klima* wersja 1.61 (Błażejczyk, Błażejczyk 2001).

Analiza ryzyka występowania stresu cieplnego na podstawie rozkładu częstości występowania wskaźnika HSI o różnym natężeniu charakteryzuje przeciętne warunki biotermiczne panujące w różnych warunkach fizyczno-geograficznych Polski w półroczu ciepłym. Jednak z punktu widzenia stopnia obciążenia układu termoregulacyjnego człowieka istotne jest zbadanie zakresu zmian wskaźnika stresu ciepła w poszczególnych miesiącach półrocza ciepłego. W tym celu zastosowano jedną z miar zmienności – zaproponowany przez K. Pearsona niemianowany wskaźnik zmienności ( $h$ ). Jest to wyrażony w % stosunek odchylenia standardowego do bezwzględnej wartości średniej arytmetycznej HSI. Im wskaźnik  $h$  jest mniejszy, tym wartości HSI są bardziej jednolite i zbliżone do średniej arytmetycznej.

### 3. WYNIKI

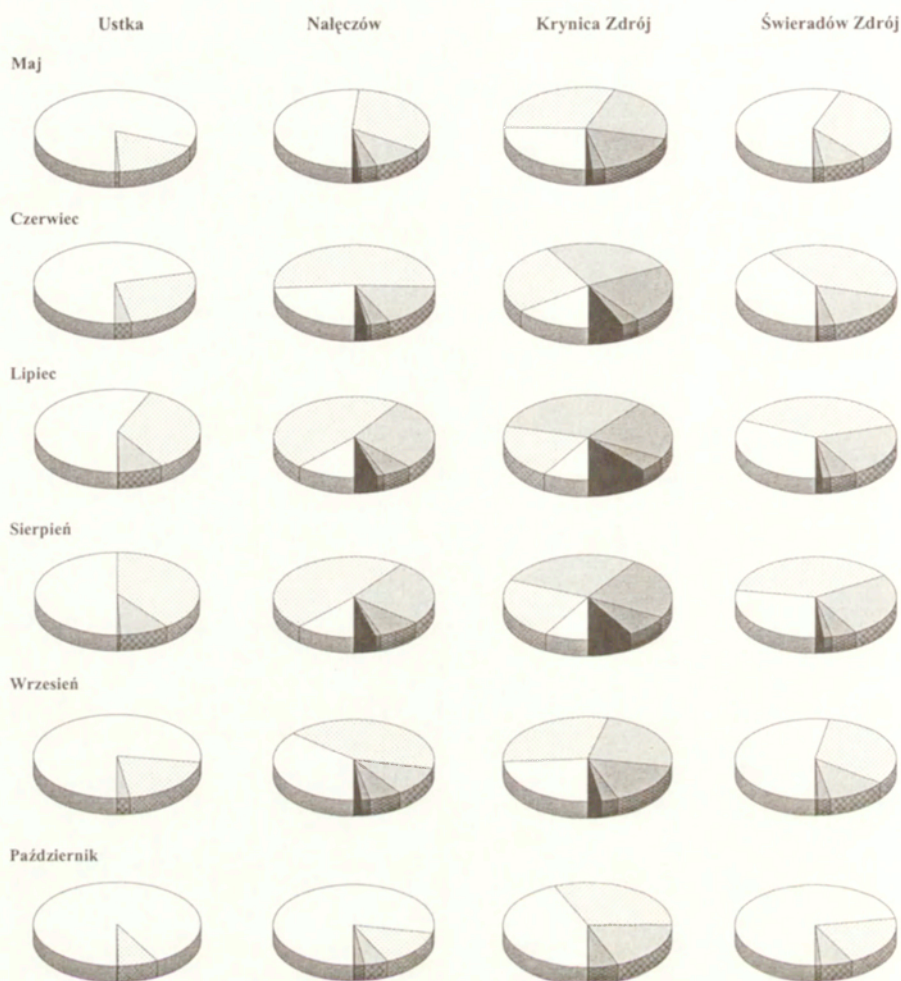
Występowanie stresu ciepła o różnym natężeniu wykazuje znaczne zróżnicowanie przestrzenne uwarunkowane cechami bioklimatu Polski (Kozłowska-Szczęśna i in. 1997). W regionie bioklimatycznym „nadmorskim”, na środkowym wybrzeżu Bałtyku (Ustka), przeważa: łagodny stres chłodu lub warunki termoneutralne, które łącznie stanowią około 70% przypadków w półroczu ciepłym (o godz. 12 UTC). Silny i bardzo silny stres ciepła pojawia się sporadycznie (5%), a niebezpieczeństwo przegrzania organizmu nie pojawia się wcale (tab. 1). W nizinym regionie „środkowym” (Inowrocław), jak i „południowo-wschodnim” reprezentowanym przez Nałęczów, częstość występowania łagodnego stresu chłodu lub warunków termoneutralnych, od maja do października, zmniejsza się do około 36–45% dni w miesiącu. Łagodny lub umiarkowany stres ciepła pojawia się na nizinach (<300 m n.p.m) częściej niż nad morzem, stanowiąc około 40% przypadków. Wartości HSI oznaczające silny i bardzo silny stres ciepła, przy którym mogą wystąpić zakłócenia w oddawaniu ciepła z ustroju człowieka, stanowią w obu wyżej wymienionych regionach bioklimatycznych około 20% przypadków. Niebezpieczeństwo przegrzania organizmu będące zagrożeniem dla zdrowia i samopoczucia szczególnie ludzi starszych – pojawia się w regionie „południowo-wschodnim” w około 2,5% dni. Trzeba jednak zwrócić uwagę, że nawet to niewielkie ryzyko przegrzania obserwowane w półroczu ciepłym powinno być brane pod uwagę, szczególnie w uzdrowiskach o profilu kardiologicznym (Nałęczów).

Występowanie stresu cieplnego o różnym natężeniu w regionie „podgórskim i górskim” jest bardziej zróżnicowane niż w wyżej opisanych regionach bioklimatycznych. Zależy ono nie tylko od wysokości nad poziomem morza i rzeźby terenu lecz także od orientacji topograficznej dolin górskich. I tak, w uzdrowiskach podgórskich położonych na wysokości 400-500 m n.p.m., w dnach dolin i na zboczach wzniesień (Iwonicz Zdrój, Łądek Zdrój), około 40% dni w półroczu ciepłym charakteryzuje się łagodnym stresem chłodu lub warunkami termoneutralnymi. Z podobną częstością pojawia się łagodny lub umiarkowany stres ciepła. Ryzyko wystąpienia stresu ciepła o znacznym natężeniu ( $HSI > 30\%$ ), prowadzącego nawet do przegrzania organizmu człowieka jest o 6% większe w Iwoniczu niż w Łądku, co spowodowane jest warunkami orograficznymi obu uzdrowisk. Otwarta ku północnemu zachodowi dolina Białej Łądeckiej jest w półroczu ciepłym nieco lepiej przewietrzana niż wąska i głęboko wcięta dolina, w której leży Iwonicz; a zatem utrata ciepła poprzez parowanie wody z powierzchni ciała człowieka jest tu większa niż w Łądku.

Tabela 1. Średnia częstość (%) stresu ciepła o różnym natężeniu w półroczu ciepłym (V–X), 12 UTC 1971–1990

HSI (%)	Natężenie stresu cieplnego	Ustka (nadmorskie)	Inowrocław* (nizinne)	Nałęczów (nizinne)	Iwonicz Zdrój (podgórskie)	Krynica Zdrój (górskie)	Lądek Zdrój (podgórskie)	Świeradów Zdrój (górskie)
<10	łagodny stres chłodu lub warunki termoneutralne	71,3	45,3	35,7	39,3	20,7	41,5	46,9
11–30	łagodny lub umiarkowany stres ciepła	24,3	36,6	39,5	36,7	27,2	40,9	33,6
31–60	silny stres ciepła	4,2	15,5	16,5	19,0	25,3	15,5	15,1
61–90	bardzo silny stres ciepła	0,1	2,1	5,0	3,2	17,9	1,6	3,2
91–100	maksymalny stres ciepła tolerowany przez młode osoby	.	0,3	0,9	0,7	3,8	0,2	0,7
>100	niebezpieczeństwo przegrzania	.	0,1	2,5	1,0	5,1	0,3	0,5

Objaśnienia: \* 1974–1990



#### Objaśnienia :

- warunki termonutralne lub łagodny stres chłodu / no thermal strain or mild cold strain
- łagodny lub umiarkowany stres ciepła / mild to moderate heat strain
- silny stres ciepła / severe heat strain
- bardzo silny stres ciepła / very severe heat strain
- maksymalny stres ciepła tolerowany przez młode osoby / maximum strain tolerated daily by fit acclimatized young men
- niebezpieczeństwo podwyższenia temperatury wewnętrznej / exposure time limited by rise in core body temperature

Ryc. 1. Częstość występowania stresu ciepła o różnym natężeniu w poszczególnych miesiącach półroczia ciepłego (V–X), 12 UTC, 1971–1990

Frequency of occurrence of heat stress during the summer season (12 UTC, 1971–1990)

Tabela 2. Wskaźnik zmienności (h) wartości HSI. Półrocze ciepłe (V–X), 12 UTC, 1971–1990

Uzdrowisko	V	VI	VII	VIII	IX	X
Ustka	873,8	163,8	115,4	104,6	263,0	203,2
Inowrocław	118,6	92,1	78,0	79,6	150,0	537,2
Nałęczów	149,9	90,2	82,3	79,7	111,2	610,8
Iwonicz Zdrój	98,8	85,8	82,2	84,4	112,9	352,4
Krynica Zdrój	87,6	73,4	62,9	64,9	86,8	118,6
Lądek Zdrój	102,0	81,8	82,5	75,9	108,1	294,5
Świeradów Zdrój	126,7	101,8	98,1	92,0	127,3	278,3

Także oba badane uzdrowiska górskie (Krynica, Świeradów Zdrój) różnią się orografią. Natężenie stresu ciepła w Krynicy związane jest z jej położeniem w południkowo biegnącej dolinie Kryniczanki, które wpływa zarówno na warunki radiacyjne oraz termiczne, jak i wietrzne. Stąd też stres ciepła o znacznym natężeniu ( $HSI > 30\%$ ) pojawia się tam najczęściej spośród badanych 7 uzdrowisk stanowiąc aż 52% przypadków w półroczu ciepłym. Choć frekwencja stresu ciepła o największym natężeniu (niebezpieczeństwo przegrzania) jest względnie mała (5%) i nie stanowi zagrożenia dla profilu leczniczego uzdrowiska, fakt ten powinien być uwzględniony przy dawkowaniu helioterapii, aeroterapii i kinezyterapii. W uzdrowisku górskim sudeckim (Świeradów Zdrój), położonym na zboczu Stogu Izerskiego na wysokości 490-550 m n.p.m. rozkład częstości występowania stresu ciepła o różnym natężeniu jest bardziej podobny do uzyskanego na terenach nizinnych (Inowrocław) niż podgórskich (Iwonicz, Lądek). Pomimo niższej temperatury powietrza w górach niż na nizinach, ryzyko występowania  $HSI > 30\%$  w Świeradowie Zdroju jest nieznacznie większe (o 1,5%) niż w Inowrocławiu, co należy przypisywać mniejszej prędkości wiatru (w Świeradowie).

Analizowano także częstość pojawiania się stresu ciepła o różnym natężeniu w poszczególnych miesiącach półrocza ciepłego na przykładzie czterech uzdrowisk: Ustki, Nałęczowa, Krynicy Zdroju i Świeradowa Zdroju. Stwierdzono (ryc. 1), że stres ciepła o znacznym natężeniu (silny, bardzo silny, maksymalny tolerowany przez młode osoby, niebezpieczeństwo przegrzania), określony wartościami HSI przekraczającymi 30%, występuje najczęściej w lipcu lub w sierpniu. Sierpniowe maksimum tych uciążliwych dla człowieka warunków biotermicznych obserwuje się zarówno w regionie „nadmorskim” (Ustka), gdzie takie sytuacje pojawiają w ciągu 10% dni, jak i w „podgórskim i górskim” (Świeradów) z częstością około 34%, zaś niebezpieczeństwo przegrzania występuje w ciągu 1,6% dni w tym miesiącu. Z kolei w nizinym regionie „południowo-wschodnim” (Nałęczów) maksimum częstości  $HSI > 30\%$  ma miejsce w lipcu (41%), podobnie jak w Krynicy (71%) leżącej w kar-

packiej części regionu „podgórskiego (VI); tutaj niebezpieczeństwo przegrzania organizmu człowieka pojawia się w lipcu z częstością aż 11%.

Z analizy wskaźnika zmienności wynika (tab. 2), że w regionie bioklimatycznym „nadmorskim” (Ustka) oraz „południowo-wschodnim” (Nałęczów), a także w sudeckiej części regionu „podgórskiego i górskiego” (Lądek, Świeradów) najmniejsze w półroczu ciepłym zróżnicowanie wartości HSI obserwowane jest w sierpniu. W karpackiej części regionu „podgórskiego i górskiego” (Iwonicz, Krynica), a także w regionie „środkowym”, taka sytuacja ma miejsce w lipcu. W tych dwóch miesiącach dyspersja wartości HSI wynosi od 60 do 100% średniej arytmetycznej, tylko nad morzem przekracza nieco 100%. Największa zmienność wartości HSI ujawnia się w październiku i maju, co oznacza, że w tych dwóch miesiącach półroczu ciepłego może wystąpić zarówno łagodny stres chłodu jak i stres ciepła o znacznym natężeniu ( $HSI > 30\%$ ), a nawet chwilowe niebezpieczeństwo przegrzania ( $HSI > 100\%$ ), które może pojawiać się w maju. Tak duży zakres zmian warunków biotermicznych, świadczący o zróżnicowanym natężeniu bodźców atmosferycznych działających na człowieka w półroczu ciepłym, należy traktować jako charakterystyczną cechę bioklimatu Polski.

#### 4. WNIOSKI

Zastosowana w pracy metoda oceny ryzyka występowania uciążliwych warunków biotermicznych w Polsce, za pomocą wskaźnika stresu ciepła (HSI) opartego na bilansie cieplnym stanowi ważne narzędzie badawcze w biometeorologii człowieka. Wskaźnik ten może być przydatny zarówno do charakterystyki warunków bioklimatycznych okresu letniego, jak i do bieżącej oceny warunków biotermicznych panujących w czasie nawiedzających Polskę fal upałów oraz może być cennym uzupełnieniem prognoz biometeorologicznych.

Badania wykazały zróżnicowanie czasowe i przestrzenne natężenia stresu ciepła na obszarze Polski w półroczu ciepłym. Stwierdzono, że na występowanie stresu ciepła wywiera wpływ nie tylko sytuacja makrocyrkulacyjna (napływ powietrza zwrotnikowego) lecz także lokalne warunki orograficzne. Pojawianie się stresu ciepła o znacznym natężeniu jest częstsze w wąskich, słabo przewietrzanych dolinach górskich i na terenach miejskich niż na terenach otwartych.

W pracy wykorzystano wyniki badań wchodzące w zakres projektu badawczego 6 PO4E 055 15 : „*Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*” realizowanego w latach 1998–2001 pod kierunkiem prof. dr hab. T. Kozłowskiej-Szczesnej.

## LITERATURA

- Auliciems A., Kalma A., 1979, *Climatic Classification of Human Thermal Stress in Australia*, J. App. Meteorol 18, 5, s. 616–626.
- Auliciems A., Frost., D. 1989, *Temperature and cardiovascular deaths in Montreal*, Int. J. Biometeorol., 33, 3, s. 151–156.
- Błażejczyk K., 2000, *Influence of external heat waves on man*, Prace Geogr. IGUJ, 108, s. 101–108.
- 2001, *Bilans cieplny człowieka jako narzędzie badań bioklimatycznych*, Przegł. Geogr. 73, 4, s. 535–554.
- Błażejczyk K., Błażejczyk M., 2001, *BioKlima, wersja 6.1.*, pakiet programu, www.igipz.pan.pl/klimat/blaz/bioklima.htm.
- Cebulak E., 1999, *Ryzyko występowania upałów w Polsce*, [w:] *Zmiany i zmienność klimatu Polski*, Ogólnopolska Konferencja Naukowa, Łódź, 4–6.11.1999, Uniwersytet Łódzki, s. 29–33.
- Klonowicz S., Kozłowski S., 1970, *Człowiek a środowisko termiczne*, PZWL, Warszawa, 240 ss.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka*, Monografie IGIPZ PAN, 1, 200 ss.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*, Monografie IGIPZ PAN, 3, 611 ss.
- Krawczyk B., 1995, *Bioklimat Polski a możliwości klimatoterapii, wypoczynku na wolnym powietrzu*, Przegł. Geogr., 67, 1–2, s. 29–43.
- Krawczyk B., Kozłowska-Szczęśna T., 1990, *Klimatyczne uwarunkowania zdrowotności w Polsce*, Conf. Papers, 9, s. 71–86.
- Kuchcik M., 2000, *Mortality in Warsaw: is there any connection with weather and air pollution ?* Geogr. Polonica, 74, 1, s. 29–45.
- Kuchcik M., Błażejczyk K., 2001, *Wpływ warunków pogodowych na zachorowalność i umieralność mieszkańców Warszawy*, [w:] B. Krawczyk, G. Węclawowicz (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, Prace Geogr., 180, s. 71–83.
- Laschewski G., Jendritzky G., 2002, *Effects of the thermal environment on human health: an investigation of 30 years of daily mortality data from SW Germany*, Clim. Res. 21, s. 91–103,
- Leszczyński B., 1973, *Występowanie zawałów serca w zależności od ekstremalnych wartości zespołu czynników meteorologicznych*, Probl. Uzdrow., 5(71), s. 185–189.
- Matzarakis A., Mayer H., 1991, *The extreme heat wave in Athens in July 1987 from the point of view of human biometeorology*, Atmosph. Environ. 25B, 2, s. 203–211.
- 1997, *Heat stress in Greece*, Int. J. Biometeorol., 41,1, s. 34–39,
- Parsons K.C., 1993, *Human thermal environments*, Taylor, Francis, London, 360 ss.

- Skrobowski A., 1989, *Wpływ wybranych czynników atmosferycznych na częstość występowania zawału serca*, Lek. Wojsk., 11–12, s. 691–699.
- Smoyer K.E., 1996, *Environmental risk factors in heat wave mortality: implications for mortality projections under climate change scenarios*, Biometeorol. 14, 2, 3, s. 150–157.
- 1998, *A comparative analysis of heat waves and associated mortality in St. Louis, Missouri – 1980 and 1995*, Int. J. Biometeorol., 42, 1, s. 44–50.
- Smoyer K.E., Rainham D.G.C., Hewko J.N. 2000., *Heat stress related mortality in five cities in Southern Ontario 1980–1996*, Int. J. Biometeorol., 44, 1, s. 190–197.

## HEAT STRESS – A FEATURE OF POLAND'S BIOCLIMATE

### Summary

The presence of the heat stress hazard in Poland was studied on the basis of the Heat Stress Index (HSI) formula after H.S. Belding and T.F. Hatch as well as the heat balance model known as MENEX. Examples of the distribution of HSI values for some sites (health resorts) considered characteristic of geographical conditions and main bioclimatological regions in Poland have been presented in Table 1. They are: Ustka (coastal resort), Inowrocław, Nałęczów (lowland resort), Iwonicz, Łądek (foothill resort), Krynica and Świeradów (mountain resorts). The investigated health resorts were characterised by considerable spatial and temporal differentiation of HSI. Severe and very severe heat stress is observed on about 5% days at the Baltic coast, 18–22% of days in the lowland and foothills and on 43% of days in the Carpathian Mountain valleys. The hazard of overheating (maximum strain tolerated and rise in core body temperature) arose on 1–5% days, in each month of summer season (May–October) in the case of eight-hour exposure in the open air. The greatest frequency of occurrence such bio-thermal conditions is to be observed in July and August (Fig. 1). The method of investigation applied in this study has thus comprised an attempt to evaluate the thermal environment for human beings out of doors. It thus provides much information of practical value where human activity is concerned (as regards climatotherapy, recreation and work in the open air).

*Adres auotra:*

*Barbara Krawczyk*

*Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa*

*e-mail: b.kraw@twarda.pan.pl.*



Zoya Mateeva, Anton Filipov

## BIOCLIMATIC DISTANCES INDEX IN THE RILA-AND-RHODOPY AREA OF BULGARIA

### 1. INTRODUCTION

The human organism is exposed to the permanent weather fluctuations, which are external factors of his thermal state. Adaptation of an organism to varying external factors involves great load not only of his thermoregulation system but also of other physiological mechanisms. The small loads have favourable and fresh physiological effect, and they often are been used in climatic treatment. However, great adaptation loads can produce several dysfunction of an organism.

Necessity of adaptation arises also when man moves between places with different weather and climatic conditions. As bigger is the weather/climatic contrast between the points as more active are the processes of acclimatisation and great adaptation loads of an organism occur. The aim of the paper is to present the proposal of a bioclimatic distance (*BD*) index which illustrates spatial differentiation of bioclimatic conditions and characterise the human bio-climatic comfort.

### 2. RESEARCH TASK AND OBJECT OF INVESTIGATION

The main task of the study is to determine the bioclimatic differences index in Rila-and-Rhodopy area of Bulgaria. This area includes the Rila Mts., the Bulgarian side of the Rhodopy Mts. and the Pirin Mts. with the belt of lowlands surrounded (Fig. 1).

Rila-and-Rhodopy area is known of its especially motley climatic picture resulting by the combination of strongly expressed latitude and altitude climatic contrasts. The area comprises of 8 climatic regions situated on the boundary of two climatic zones (Fig.1) (Velev 1991)

The most considerable altitude differences of the relief in Bulgaria – from 50 to 2925 m above sea level (m a.s.l.) are observed.



Fig.1. Climatic differentiation of Bulgaria

A – Temperate continental region, B – Semi-continental – semi-mediterranean region, C – Semi-mediterranean region. Climatic areas in the realm of investigation: 1 – Pirin mountain, 2 – Rila mountain – southern slopes, 3 – Middle Mesta river, 4 – Rila mountain – northern slopes, 5 – Dubrash-upper Arda river, 6 – Eastern Rhodopes, 7 – Western Rhodopes, 8 – Upper-Trakian lowland

- Borders / granice
- · — Boundaries of climatic regions / granice regionów klimatycznych
- Boundaries of climatic areas / granice dziedzin klimatycznych
- Area under investigation / obszar badań

#### Zróźnicowanie klimatyczne Bulgarii

A – region umiarkowanie kontynentalny, B – region przejściowy, C – region o klimacie zbliżonym do śródziemnomorskiego. Dziedziny klimatyczne: 1 – góry Pirin, 2 – góry Rila – zbocza południowe, 3 – środkowa część doliny rzeki Mesta, 4 – góry Rila – zbocza północne, 5 – góry Dábrás i dolina górnej Ardy, 6 – Wschodnie Rodopy, 7 – Zachodnie Rodopy, 8 – nizina Gómo-Tracka

The territory of Rila-and-Rhodopy is inhabited by about 2.0 millions of people (25% of Bulgaria population). Most of them practice every-day passages between different parts of the area because of their job activity, e.g. wood industry, thremmatology, construction works, pick-up of herbs etc.

Within the area under investigation a lot of mineral springs are the centres of recreation, tourism and climatic treatment. Every year thousands of people come here to enjoy specific combination of landscape and with the mountain climate. Rila, Pirin and Rhodopy are the most famous mountains in Bulgaria as of a national so of an international significance.

### 3. MATERIALS AND METHOD

Bioclimatic distance index (*BD*) represents the range of human comfort/discomfort which occurs when moving between particular sites. *BD* index is calculated by the following formula (Mateeva, Filipov 2000; Velev 1991):

$$BD = [(Icl_n - Icl_m)/13] 100$$

where:

*BD* – index of a bioclimatic distance,

*Icl<sub>n</sub>* – optimal clothing at site *n* (at the start point),

*Icl<sub>m</sub>* – optimal clothing at site *m* (at the end point).

The numerical constant 13 represents the value of the possible maximum difference between *Icl<sub>n</sub>* and *Icl<sub>m</sub>* within the investigated area.

Bioclimatic distance (*BD*) indicates the range of bioclimatic contrasts corresponded to the adaptation load of the human organism when moving between site *n* and site *m*, represented different meteorological/climatic conditions. The values of *BD* index vary according to the following scale bioclimatic contrasts (adaptation load):

optimal 0.0–7.6 (*BD1*) ⇒ slight 7.7–15.4 (*BD2*) ⇒ temperate 15.5–30.7 (*BD3*) ⇒ considerable 30.8–46.2 (*BD4*) ⇒ hazardous >46.2 (*BD5*).

Both, *Icl<sub>n</sub>* and *Icl<sub>m</sub>* indicate the thermal insulation of clothing necessary to provide a thermal comfort of man at site *n* and site *m*, respectively. Thermal insulation of clothing (*Icl*) was derived from the human heat balance equation. The MENEX model of Blazejczyk [1], with modifications of the formula of heat loss by evaporation (Mateeva 1997), was used for this purpose.

For calculating bioclimatic distance index data from 47 meteorological stations, over the period 1941–1981 were taken. At the present paper mean monthly data of air temperature, wind speed, air vapour pressure, relative humidity of the air, air pressure, cloudiness and Sun altitude for 12:00 UTC for January, April, July and October were considered. The stations are very well distributed spatially. Vertically their number decreases according to increase of an altitude. The calculations are made taking the following assumptions of the human heat balance in stationary conditions (i.e. at equilibrium of heat gains and heat loss): constant skin temperature of 32.5°C, metabolism of standing man (70 W·m<sup>-2</sup>).

## 4. RESULTS

Differentiation of bioclimatic distance index (*BD*) was analysed taking into consideration main geographical (altitude, macro-exposition and relief form) and climatic (seasonality) factors.

On the investigated area the altitude is the main geographical factor which causes variability of *BD* values. Thus changes of *BD* due to altitude were studied. In this purpose mean *BD* value from all the stations situated into particular altitude levels (< 600 m a.s.l.; 601–1200 m a.s.l.; 1201–1800 m a.s.l.; 1801–2400 m a.s.l.; > 2400 m a.s.l.) were calculated.

Mean annual bioclimatic distance between the different altitude levels changed from „optimal” to „temperate”. It was found that the smallest bioclimatic distance occurs when moving from the site located in altitude level of 601–1200 m a.s.l. to the site at the altitude of 1201–1800 m a.s.l. On the other hand „coniderable” *BD* values are observed when comparing altitude levels: below 600 and above 2400 m a.s.l. (Fig. 2).

Analysing *BD* value in particular months we can found significant seasonal changes of bioelimatic distance index (Fig. 3 and Fig. 4). In July, in average for the whole altitude profile, „optimal” bioclimatic distance ( $BD=6.9$ ) is observed. However, the weather differences between the lowest and the highest levels are well expressed in „temperate” bioclimatic distance ( $D=27.7$ ). In this season, in comparison to winter, it is observed certain increasing of *BD*

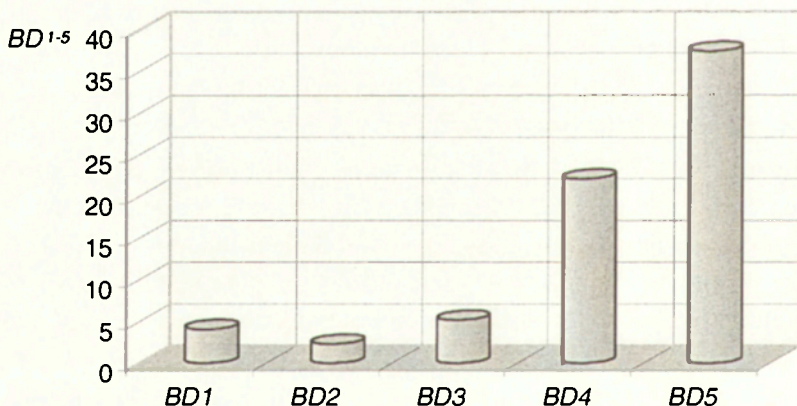


Fig. 2. Mean annual bioclimatic distances (*BD1–5*) between the altitude levels: *BD1* – below 600 and 601–1200 m a.s.l., *BD2* – 601–1200 and 1201–1800 m a.s.l., *BD3* – 1201–1800 and 1801–2400 m a.s.l., *BD4* – 1801–2400 and above 2400 m a.s.l., *BD5* – below 600 and above 2400 m a.s.l.

Średnie roczne wartości wskaźnika odległości bioklimatycznej (*BD1–5*) pomiędzy różnymi poziomami wysokości

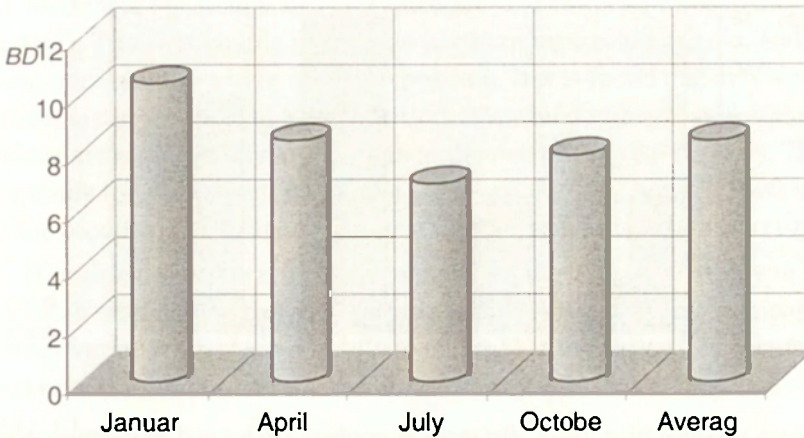


Fig. 3. Mean seasonal values of *BD* index for average altitude profile  
Średnie sezonowe wartości wskaźnika *BD* w profilu wysokości

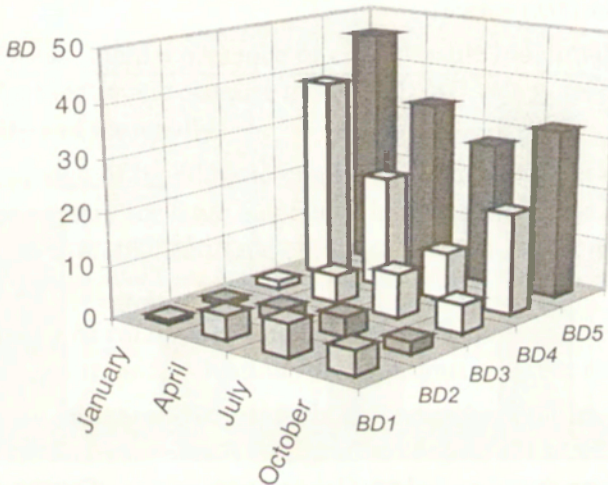


Fig. 4. Mean values of *BD* (1–5) index in the chosen months  
Średnie wartości wskaźnika *BD* (1–5) w wybranych miesiącach

in the low locations of the area and its diminution in the high locations. It is because of hot and a dry weather in the low mountain areas and by cool weather observed on the mountain ridges. The „jump” of changing of the seasonal tendencies of *BD* values is indicated at the level 1801–2400. Below these places the biggest seasonal differences are observed in summer, and above them – in winter. The mean biggest *BD* is observed in January, which results mainly by the considerable distances at the high mountain levels. Although average *BD* value, for the whole altitude profile, is 10.4 and corresponds with „slight” bioclimatic distance, at the elevations above 1800 m a.s.l. *BD* valu-

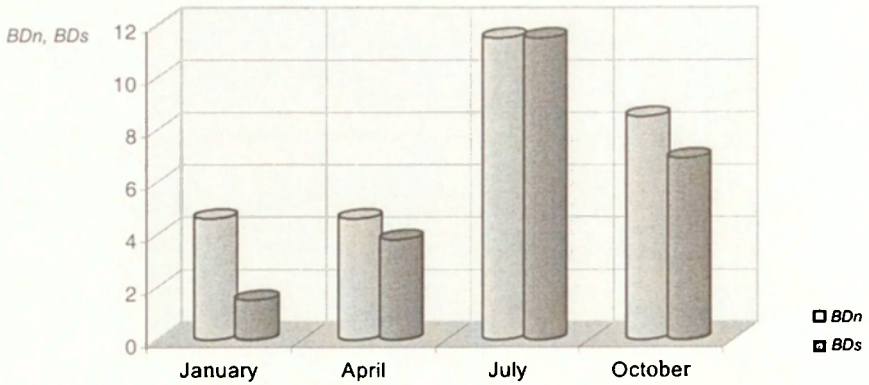


Fig. 5. Mean seasonal bioclimatic distances at northern (*BDn*) and southern-eastern (*BDs*) macro-expositions of mountain slopes

Średnie sezonowe wartości wskaźnika odległości bioklimatycznej na północnych (*BDn*) i południowo-wschodnich (*BDs*) stokach

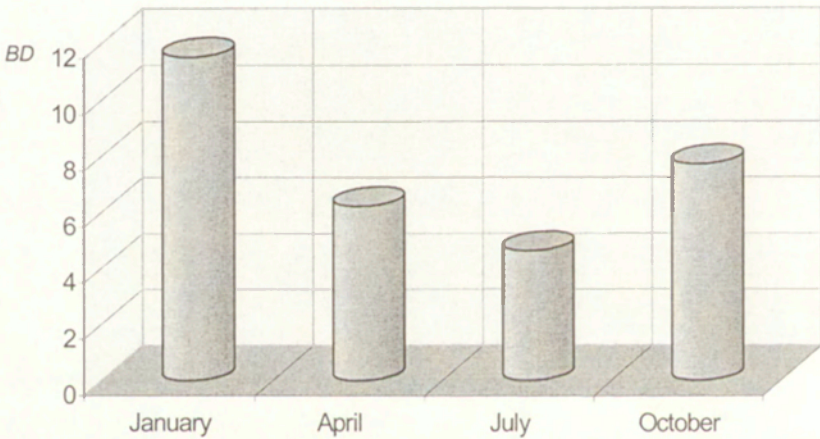


Fig. 6. Bioclimatic distances (*BD*) between valley and ridge

Odległości bioklimatyczne (*BD*) pomiędzy doliną i grzbieciem górskim

es point to „considerable” bioclimatic distance, however comparing the lowest and the highest parts of mountain *BD* reaches the maximum possible rate – „hazardous”. The reason is the severe bioclimatic conditions on the highest parts of the mountains in winter. Comparing transition seasons the spring draws closer to the bioclimatic conditions of winter, and the autumn to those ones of summer.

To illustrate the influence of macro-exposition (i.e. location the site at various parts of slopes) four stations were chosen: Asenovgrad (232 m a.s.l.)

↔ Studenetz (1737 m a.s.l.) and Kurdjali (241 m a.s.l.) ↔ Studenetz (1737 m a.s.l.). The first couple represents northern macro-exposition, and the second one – south-eastern macro-exposition. It was found that at N slopes *BD* values are higher than at SE exposition. It is also obvious that in summer *BD* values are significantly higher than at the rest of the year (Fig. 5). This corresponds to the fact that below the places of the *BD* „jump” (1800 m a.s.l.) in the bioclimatic distance is biggest in the warm season namely (Fig.4).

Bioclimatic distance when moving from the bottom of valley to the ridge (both sites have approximately equal altitude) were also compared. *BD* values varied from about 4 in July to about 11 in January when accumulation and retention of cold air masses in the valley is essential bioclimatic factor (Fig. 6).

## 5. CONCLUSIONS

The study has found a presence of considerable bioclimatic contrast – manifested by bioclimatic distance index (*BD*). *BD* values are differentiated both, spatially and seasonally.

The knowledge of bioclimatic conditions and its spatial and temporal dynamic is necessary for large number of human activities, e.g. recreation, tourism, climatic-prophylactic and climatic-therapeutic. For these purposes we can recommend:

- Elaborating of catalogues which consist *BD* information about settlements, health resorts and recreation-tourism centres, tourist trails, etc.
- Special attention must be paid when moving from the lowest to the highest sites; to reduce „hazardous” bioclimatic distance we should organise trips by stages, bit by bit, at a suitable physical load and with several clothing ensembles.

The future studies of bioclimatic distance should concentrate on mezo- and macroclimatic scales to find general relationships between *BD* and principal geographical factors, e.g. exposition, orography, morphography, land-cover, man-induced factors.

## ACKNOWLEDGEMENT

With a deep gratitude to my first teachers in bioclimatology: prof. Teresa Kozłowska-Szczesna, ass. prof. Barbara Krawczyk and ass. prof. Krzysztof Blazejczyk, who also led me in the human-heat-balance knowledge.

## LITERATURE

- Blazejczyk K., 1994, *New climatological-and-physiological model of the human heat balance outdoor (MENEX) and its applications in bioclimatological studies in different scales*, [w:] K. Błażejczyk, B. Krawczyk, *Bioclimatic research of the human heat balance*, Zeszyty IG I PZ PAN, Warszawa (in English), s.27–58.
- Mateeva, Z., 1997, *Human heat comfort at the climatic conditions of Rila-and-Rhodopy Mts. Doctoral dissertation*, Sofia (in Bulgarian), 166 ss.
- Mateeva Z., Filipov A., 2000, *Bioclimatic profile of the route „Sofia – island Livingston”*, [w:] m. Jordanova (red.), *Proceedings „50 Years Institute of Geography, BAN”*, Sofia (in Bulgarian) s.107–114.
- Rusanov V., 1996, *Proceedings from 5<sup>th</sup> Congress of Medical Geography*, Sofia, s. 54–56.
- Velev S., 1991, *The Climate of Bulgaria*, Red. Navodna prosveta, Sofia.

## ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW BIOKLIMATYCZNYCH TERENÓW GÓRSKICH BUŁGARII

### Streszczenie

Za podstawę oceny warunków bioklimatycznych obszarów górskich Bułgarii obejmujących masywy Rila, Rodopy i Pirin (ryc. 1) przyjęto bioklimatyczny wskaźnik odległości (*BD*). Obrazuje on zakres zmian warunków odczuwalnych przy przemieszczaniu się człowieka w inne miejsce. Wskaźnik ten (bezwymiarowy), stanowi różnicę w oporze cieplnym odzieży (*Icl*) i gwarantującej komfort cieplny w obu miejscach pobytu.

Do wyznaczenia wartości *Icl* zastosowano model bilansu cieplnego MENEX i procedury obliczeniowe opracowane w Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN. Zróżnicowanie bioklimatycznego wskaźnika odległości rozpatrywano w zależności od takich czynników geograficznych jak: wysokość nad poziomem morza (ryc. 2, 3), ekspozycja (ryc. 5) i rzeźba terenu (ryc. 6). Wskaźnik *BD* analizowano w różnych okresach roku (ryc. 4). Praca oparta jest na wieloletnich (1941–1981) danych obserwacyjnych z 47 stacji meteorologicznych.

*Adres autorów:*

*Zoya Mateeva*

*Institute of Geography at Bulgarian Academy of Sciences*

*Acad. Georgi Bonchev str., bl.3, Sofia 1113, Bulgaria*

*E-mail: zoyam@bas.bg*

*Anton Filipov*

*Faculty of Geography and Geology at Sofia State University*

*Tzarigradsko schose 15 blv., Sofia 1000, Bulgaria*

*E-mail: fil@gea.uni-sofia.bg*



Jerzy L. Olszewski, Grzegorz Żarnowiecki, Katarzyna Predygier, Grzegorz Szałach

## WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ BIOKLIMATU TERENÓW REKREACYJNYCH KIELC W SEZONIE WIOSENNYM

### 1. WPROWADZENIE

Dotychczasowe badania zróżnicowania bioklimatu Kielc obejmowały sezon letni tj. ekoklimatyczny okres pełnego ulistnienia (Żarnowiecki, Szałach 2001; Żarnowiecki 2002). Obecnie, wykorzystując okres słonecznej pogody na początku maja 2002 r., wykonano kilkudniową serię dziennych pomiarów mikroklimatycznych celem określenia warunków bioklimatycznych terenów wypoczynkowych w okresie rozwoju ulistnienia.

Badania bioklimatyczne terenów rekreacyjnych dotyczą najczęściej regionów turystycznych bądź uzdrowisk (Jankowiak, Parczewski 1978, Kozłowska-Szczęśna 2000). Szereg propozycji metodycznych dotyczących badań zróżnicowania bioklimatycznego uzdrowisk zawierają prace K. Błażejczyka (1984, 1992) i B. Krawczyk (1979).

Bioklimat dużych aglomeracji miejskich był przedmiotem zainteresowania m. in. M. Hessa, T. Niedźwiedzia i B. Obrębskiej-Starkłowej (1989) w Krakowie, M. Stopy-Boryczki z zespołem (1992) w Warszawie, K. Kłysika z zespołem (1984, 1995) w Łodzi oraz T. Nurka z zespołem (1992) w Trójmieście.

Wśród licznych pozycji prezentujących badania bioklimatu miast można znaleźć i takie, w których szczególną uwagę poświęcono terenom zielonym. Warunki bioklimatyczne aglomeracji gdańskiej, ze szczególnym uwzględnieniem obszarów leśnych, opracował A. Wyszowski z zespołem (1990). Wpływ zieleni miejskiej na klimat lokalny w Warszawie był przedmiotem wieloletnich badań M. Kopacz-Lembowicz z zespołem (1984). Badania mikroklimatu niektórych środowisk zieleni miejskiej Warszawy prowadził A. Bednarek (1984).

Spośród miast porównywalnych wielkością z Kielcami badano klimat lokalny Częstochowy (Tarajkowska 1971, 1974), Gdyni (Trapp 1980) oraz Torunia (Wójcik, Marciniak 1995; Wójcik, Rzepka-Urbańska 1997).

## 2. MATERIAŁ I METODA

Pomiary mikroklimatyczne wykonywano na 7 stanowiskach (ryc. 1). Tereny rekreacyjne reprezentowało 6 punktów, w tym jeden punkt poza miastem usytuowany obok stacji meteorologicznej Kielce-Suków. W Parku Miejskim przy ulicy Solnej z drzewostanem głównie kasztanowca i wierzby funkcjonowało stanowisko PARK. W północnej dzielnicy Szydłówek znajdowało się stanowisko ZALEW, w odległości 5 m od wschodniego brzegu tego zbiornika wodnego. Stanowisko SILNICA położone było nad strumieniem o tej nazwie, w dolinie o głębokości około 25 m, zorientowanej w kierunku W–E. W sąsiedztwie znajdują się sady i ogródki działkowe. Na wschodnich peryferiach miasta zlokalizowano punkt OGRÓDEK otoczony przez pola uprawne. W lesie, obok więzienia na Piaskach znajdowało się stanowisko LAS. Reprezentowało ono zbiorowisko boru mieszanego z dużym udziałem gatunków liściastych (olcha, brzoza, grab, jesion). Do celów porównawczych tereny zabudowane reprezentowało stanowisko DWORZEC, obok dworca PKP.

Materiał obserwacyjny pochodził z codziennych pomiarów wykonywanych od godz. 6<sup>00</sup> do 20<sup>00</sup> w dniach od 1 do 4 V 2002 roku.

Pogodę w czasie obserwacji kształtował wyż, którego centrum (1031 hPa) znajdowało się nad zachodnią Rosją, blokując strefową cyrkulację atmosferyczną. Z południa Europy i z nad północnej Afryki napływało do Polski ciepłe i suche powietrze pochodzenia zwrotnikowego. Zachmurzenie chmurami pierzastymi i kłębiastymi przez cały okres pomiarów było małe i umiarkowane, co umożliwiało intensywny dopływ promieniowania słonecznego. Skutkowało to nie tylko bardzo szybkim wzrostem temperatury maksymalnej (do 28,5°C w Kielcach na stanowisku OGRÓDEK), ale także dużymi dobowymi jej różnicami.

Na każdym stanowisku pomiarowym na wysokości 1,3 m nad poziomem gruntu mierzono temperaturę i wilgotność powietrza psychrometrami aspiracyjnymi Assmanna oraz wielkość ochładzającą powietrza (ochładzanie bioklimatyczne suche) katatermometrami Hilla. Jednocześnie prowadzono pomiary prędkości wiatru anemometrami Robinsona na poziomie 2 m nad gruntem oraz obserwacje zachmurzenia i hydrometeorów zgodnie ze „*Wskazówkami dla posterunków meteorologicznych*” F. Janiszewskiego (1988).



Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych

Distribution of the measurement points

1 – ogródek (garden), 2 – dworzec (railway station), 3 – park (pare), 4 – zalew (lake), 5 – las (forest), 6 – Silnica (stream), 7 – Suków (field).

Obliczono podstawowe charakterystyki statystyczne: temperatury powietrza, ciśnienia pary wodnej i wilgotności względnej powietrza. Jako elementy bioklimatu rozpatrywano wielkość ochładzającą powietrza, temperaturę efektywną i temperaturę ekwiwalentną. Wielkość ochładzająca powietrza (H) odzwierciedla kompleksowy wpływ temperatury powietrza i prędkości wiatru na wymianę ciepła między organizmem człowieka a otoczeniem. Z punktu widzenia bodźcowości klimatu istotne są zmiany intensywności ochładzania, szczególnie zmiany duże, zachodzące w ciągu doby (Mrugała 1992).

W celu oceny zróżnicowania tego elementu na poszczególnych stanowiskach pomiarowych określono częstość występowania wartości H w poszczególnych przedziałach odczucia cieplnego. Wykorzystano w tym celu skalę Petroviča i Kacvinsky'ego (Kozłowska-Szczęsna i in. 1997), w której stan komfortu termicznego określany jako „łagodnie” oznacza przedział wielkości ochładzającej od 420,1 do 630,0 W·m<sup>-2</sup>.

Temperaturę ekwiwalentną obliczano według uproszczonej formuły Prötta:

$$T_e = t + 1,5 \cdot e$$

gdzie:

t – temperaturę powietrza (w °C),

e – ciśnienie pary wodnej (w hPa).

Z uwagi na typ pogody występujący podczas obserwacji, obliczono częstość występowania stanów parności na podstawie wartości temperatury ekwiwalentnej i skali W. Leitsnera.

Temperaturę efektywną określano na podstawie wartości temperatury (t) i wilgotności względnej powietrza (f) według formuły:

$$T_E = t - 0,4 \cdot (t - 10,0) \cdot (1 - 0,01 \cdot f)$$

Dane dotyczące temperatury ekwiwalentnej i efektywnej pochodziły z 45 obserwacji, podczas których prędkość wiatru była nie większa niż 0,2 m·s<sup>-1</sup>.

Wykorzystując analizę skupień dokonano oceny zróżnicowania bioklimatycznego terenów rekreacyjnych Kielc. Przeprowadzono ją na podstawie wartości średnich trzech wymienionych wyżej elementów bioklimatu. Wartości liczbowe tych elementów poddano standaryzacji. W metodzie amalgamacji (wiązania) przy formowaniu skupień zastosowano metodę średnich połączeń. Jako miarę odległości między skupieniami wybrano „odległość miejską” (Manhattan). Obliczenia wykonano przy pomocy programu STA-TISTICA PL.

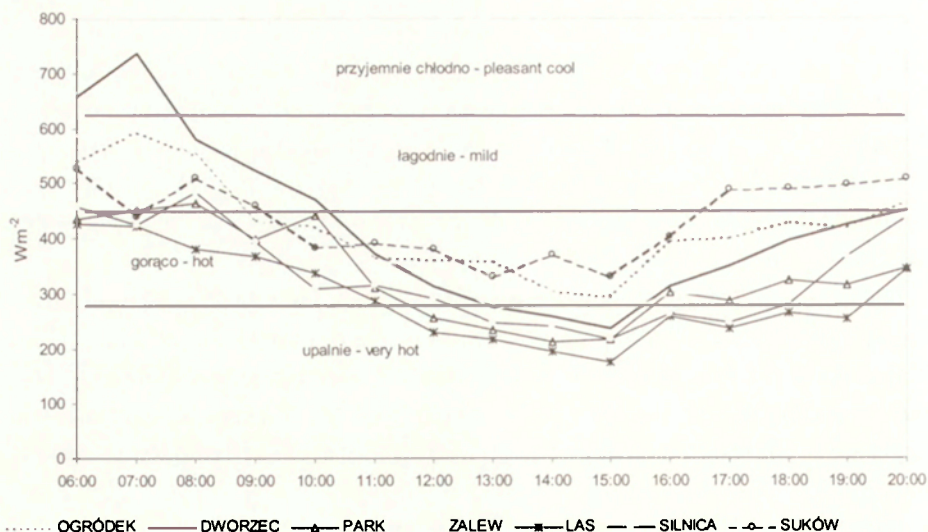
## 3. WYNIKI

Rozpatrując temperaturę powietrza można zauważyć, że w okresie od 1 do 4 maja 2002 r. najwyższe średnie jej wartości zaznaczyły się na stanowisku DWORZEC (22,9°C), zaś najniższe na stanowisku LAS (21,1°C) (tab. 1). Spośród stanowisk znajdujących się na terenach rekreacyjnych najcieplejszymi okazały się ZALEW i PARK (21,7°C).

Maksymalna wartość temperatury powietrza wynosiła 29,3°C na stanowisku DWORZEC i wystąpiła w czwartej dobie pomiarów o godzinie 15<sup>00</sup>. Największa różnica temperatury maksymalnej powietrza wystąpiła między punktem DWORZEC i OGRÓDEK i wynosiła 1,7°C. Większe różnice zaznaczyły się w odniesieniu do najniższych wartości temperatury powietrza i osiągały 4,4°C. Najniższa wartość temperatury powietrza, równa 7,0°C, była na stanowisku SILNICA, a najwyższa 11,4°C wystąpiła na stanowisku DWORZEC, co potwierdza znaną prawidłowość, iż miasto wpływa szczególnie na zwiększenie temperatury minimalnej powietrza.

Tabela 1. Wartości średnie (AVG), ekstremalne (MAX, MIN) i odchylenia standardowe (SD) wybranych elementów meteorologicznych i wskaźników biometeorologicznych na poszczególnych stanowiskach pomiarowych

Elementy bioklimatu	Parametr	Stanowiska						
		Ogródek	Park	Dworzec	Zalew	Las	Silnica	Suków
Temperatura powietrza [°C]	AVG	21,2	21,7	22,9	21,7	21,1	21,2	21,6
	MAX	27,6	28,6	29,3	28,2	28,2	28,0	28,2
	MIN	9,2	9,6	11,4	8,2	7,4	7,0	7,4
	SD	4,7	4,9	4,7	4,8	5,5	5,3	5,2
Ciśnienie pary wodnej [hPa]	AVG	11,8	13,6	11,7	11,8	13,0	12,7	11,3
	MAX	14,8	18,9	16,4	14,7	19,5	16,4	14,0
	MIN	8,4	9,8	9,5	9,0	9,8	9,4	8,6
	SD	1,5	2,0	1,5	1,5	2,0	1,8	1,4
Wilgotność względna [%]	AVG	48,8	53,8	43,8	47,6	53,5	52,6	46,2
	MAX	84	87	75	86	97	98	89
	MIN	29	30	25	30	32	29	28
	SD	14,8	14,6	13,9	14,3	17,8	17,4	15,5
Ochładzanie bioklimatyczne [W·m <sup>-2</sup> ]	AVG	420,0	331,8	424,2	382,2	294,0	331,8	432,6
	MAX	648,8	533,4	823,2	642,6	453,6	550,2	672,0
	MIN	197,4	180,6	201,6	210,0	134,4	159,6	264,6
	SD	2,5	2,4	3,8	2,8	2,2	2,5	2,1
	CV	25,2	30,4	37,6	30,7	31,8	31,1	20,3
Temperatura ekwiwalentna [°C]	AVG	38,9	42,1	40,4	39,4	40,6	40,4	38,5
	MAX	47,2	56,4	49,4	49,3	56,7	52,2	48,5
	MIN	23,9	25,4	26,7	21,7	22,1	21,9	21,2
	SD	5,6	6,9	5,4	6,1	7,5	6,8	6,2
	CV	14,5	16,4	13,4	15,5	18,4	16,8	16,2
Temperatura efektywna [°C]	AVG	18,7	19,3	19,7	19,0	18,6	18,8	18,8
	MAX	22,7	24,4	24,1	23,6	23,5	23,7	23,4
	MIN	9,3	9,6	11,3	8,3	7,5	7,0	7,5
	SD	3,3	3,6	3,2	3,4	4,1	3,9	3,8
	CV	17,6	18,7	16,0	17,8	21,8	20,8	20,2



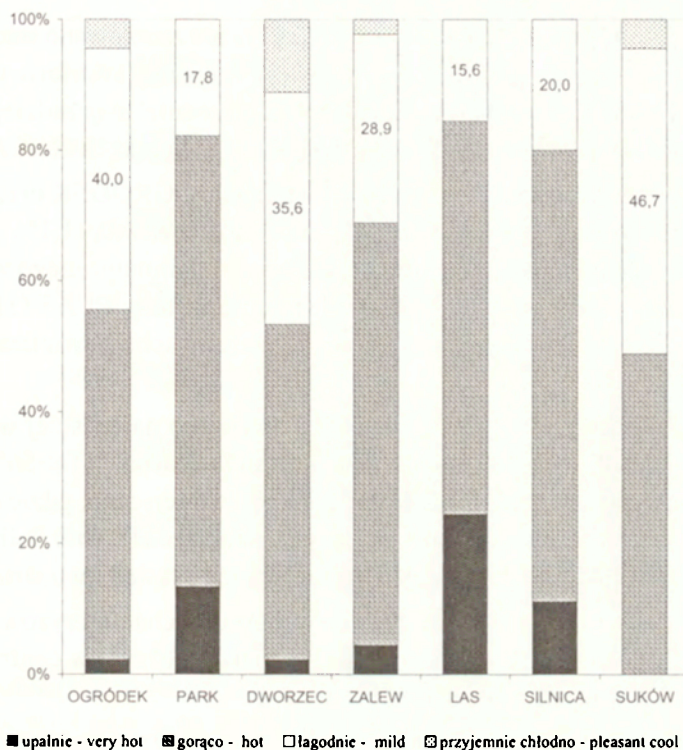
Ryc. 2. Średni dzienny przebieg ochładzania bioklimatycznego

Mean daily course of cooling power

Stosunkowo wysokim ciśnieniem pary wodnej w powietrzu wyróżniały się PARK (13,6 hPa) i LAS (13,0 hPa), najniższa wartość  $e$  występowała poza miastem – 11,3 hPa w SUKOWIE (tab. 1). Ekstremalne wartości ciśnienia pary wodnej zmieniały się od 8,4 hPa w OGRÓDKU do 19,5 hPa w LESIE. Na podstawie pomiarów na wszystkich stanowiskach (7) stwierdzono, że tam gdzie notowano najniższe ciśnienie pary wodnej (SUKÓW i OGRÓDEK) panował wzmożony ruch powietrza.

O suchości powietrza zwrotnikowego w czasie badań świadczą minimalne wartości wilgotności względnej od 25% (DWORZEC) do 32% (LAS) – tabela 1. Wilgotność względna powietrza okazała się wyraźnie wyższa w terenie zadrzewionym – stanowiska PARK i LAS oraz w dolinie rzeki SILNICY. Jedynie w dwu ostatnich zbliżyła się rankiem do stanu nasycenia (97–98%). Na DWORCU najwyższa wartość wilgotności względnej wynosiła 75%. Najwyższą średnią wartość wilgotności względnej odnotowano na stanowisku PARK (54%), ze względu na występowanie roślinności oraz bliskość zbiornika wodnego, jakim jest staw w Parku im. S. Staszica. Najniższa średnia wartość wilgotności względnej zaznaczyła się w punkcie DWORZEC (44%). Największą zmienność wilgotności względnej zaobserwowano na stanowisku LAS ( $SD = 17,8$ ), a najmniejszą na DWORCU ( $SD = 13,9$ ).

Z analizy ochładzania bioklimatycznego z całego okresu pomiarowego wynika, że najwyższe średnie wartości występują na stanowisku SUKÓW ( $432,6 \text{ W m}^{-2}$ ), zaś najniższa średnia wartość dotyczyła punktu LAS ( $294,0$



Ryc. 3. Częstość (%) stanów odczuwalności cieplnej według ochładzania bioklimatycznego

The frequency (%) of thermal sensations after the cooling power

$W \cdot m^{-2}$ , tab.1). Maksymalna wartość ochładzania ( $672,0 W \cdot m^{-2}$ ) wystąpiła na stanowisku SUKÓW o godzinie 8<sup>00</sup> w drugiej dobie wykonywania pomiarów, przy temperaturze powietrza równej  $14,7^{\circ}C$  i wilgotności względnej 59%.

Z przedstawionych danych wynika (ryc. 2), że największy udział w okresie obserwacji stanowiły warunki oceniane jako „gorąco” ( $210,1-420,0 W \cdot m^{-2}$ ). Szczególnie często notowano je w punkcie PARK i SILNICA (68,9%) – ryc. 3. Najmniejszy udział częstości wielkości ochładzającej powietrza w przedziale „gorąco” zaznaczył się na stanowisku SUKÓW (48,9%) znajdującym się poza miastem.

Największą częstością uciążliwych warunków „upalnie” ( $0,0-210,0 W \cdot m^{-2}$ ) charakteryzują się stanowiska: LAS (24,4%), PARK (13,3%) i SILNICA (11,1%). Są to miejsca o słabej wentylacji, ale zarazem dobrze nasłonecznione, gdyż liście drzew były w tym czasie w początkowej fazie rozwoju. Na dnie lasu i parku tworzyły się w godzinach południowych „soczewki” ciepłego powietrza. Na stanowiskach tych nie występowały stany „przyjemnie chłod-

no” (630,1–840,0 W·m<sup>-2</sup>). Z kolei poza miastem nie zanotowano stanów „upalnie”, za to najczęściej (46,7%) występowały tam stany komfortu termicznego (420,1– 630,0 W·m<sup>-2</sup>). Odczucie cieplne „łagodnie” najrzadziej występowało na stanowiskach LAS (15,6%), PARK (17,8%) oraz SILNICA (20,0%).

„Przyjemnie chłodno” było tylko w punktach OGRÓDEK oraz SUKÓW (4,4%) oraz na stanowisku DWORZEC z częstością równą 11,1% – rycina 3. Największą zmiennością wartości ochładzania bioklimatycznego wyróżniały się tereny obok dworca PKP (SD = 7,8), najmniejszą – LAS (SD = 2,2) – tabela 1. Wyniki te wskazują na znaczący wpływ ruchu powietrza na ochładzanie.

Stany „lekkie parno” (Te = 44–56°C) notowano najczęściej w punktach PARK i SILNICA (33,3%), natomiast odczucia „parno” (Te > 56°C) wystąpiły tylko w punktach PARK i LAS (2,2%) tj. w miejscach, gdzie roślinność wysoka najbardziej osłabiała wentylację terenu (ryc. 4). Dno doliny Silnicy sprzyjało stanom parności przez swą zaciszość i sąsiedztwo strumienia.

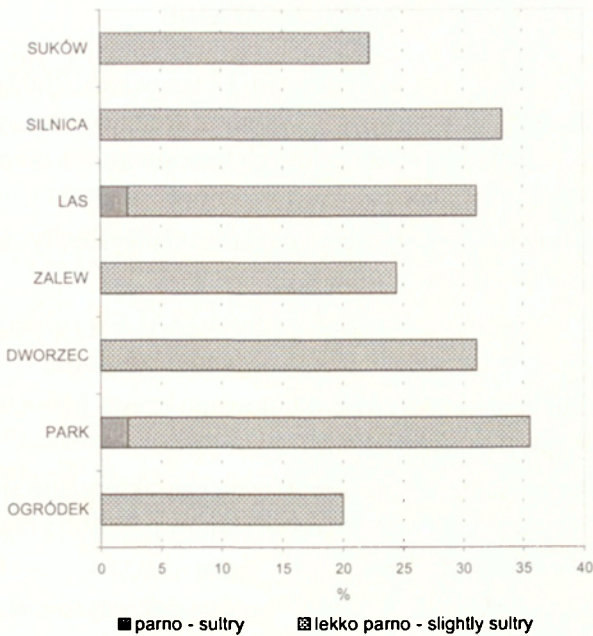
Dużą częstością występowania stanów parności charakteryzował się również punkt DWORZEC (31,1%) ze względu na położenia w centrum miasta i gęstą zabudowę.

Najmniejszą częstością pogody parnej wyróżniały się stanowiska OGRÓDEK (20,0%) oraz SUKÓW (22,2%), gdzie występuje wzmoczona turbulencja termiczna i dynamiczna (ryc. 4).

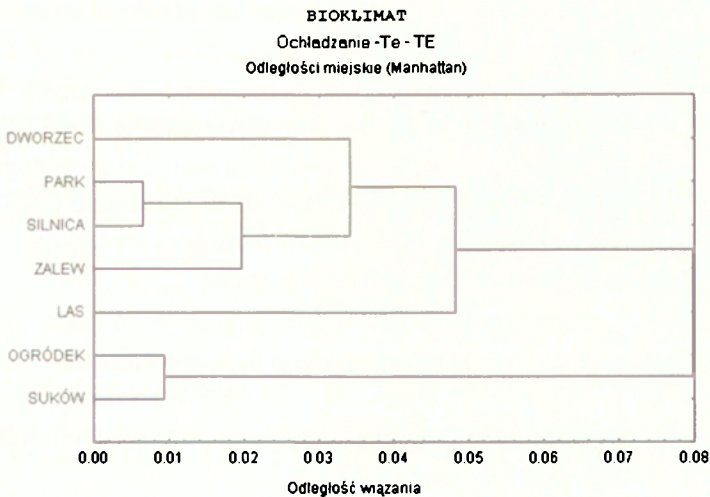
Rozkład wartości temperatury efektywnej w dużym stopniu nawiązuje do rozkładu temperatury powietrza, tak w odniesieniu do wartości średnich, jak i ekstremalnych (tab. 1). Minimum temperatury efektywnej wystąpiło na stanowisku SILNICA (7,0°C), a najwyższe jej wartości zanotowano w punkcie DWORZEC (11,3°C). Największą zmiennością tego elementu bioklimatycznego wykazał się LAS (SD = 4,1), a najmniejszą DWORZEC (SD = 3,2).

Dendrogram podobieństwa bioklimatycznego ujawnił specyfikę stanowisk OGRÓDEK i SUKÓW na tle pozostałych (ryc. 5). Jednocześnie bioklimat tych terenów wykazuje bardzo duże wzajemne podobieństwo. Największe podobieństwo cechuje stanowiska PARK i SILNICA, natomiast znaczny indywidualizm przejawiają tereny położone w lesie (LAS) oraz zabudowane (DWORZEC). Klasyfikacja terenu dokonana metodą skupień wskazuje na największą odrębność bioklimatu terenu otwartego. Dotyczy to zarówno elementów meteorologicznych, jak i wskaźników bioklimatycznych. W punktach SUKÓW i OGRÓDEK występowały bardzo zbliżone warunki termiczne i wilgotnościowe, a wartości średnie ochładzania oraz temperatury efektywnej i ekwiwalentnej były niemal identyczne.





Ryc. 4. Częstość (%) stanów parności według temperatury ekwiwalentnej  
The frequency (%) of sultry states after equivalent temperature



Ryc. 5. Podobieństwo stanowisk pomiarowych pod względem średnich wartości wskaźników biometeorologicznych: wielkości ochładzającej powietrza, temperatury efektywnej i temperatury ekwiwalentnej z wykorzystaniem diagramu odległości miejskiej (Manhattan)

The similarity of measurement points with respect of mean values of biometeorological indices: cooling power, equivalent temperature and effective temperature using diagram of Manhattan distance

#### 4. PODSUMOWANIE

1. Badania wykazały, że zarówno latem (Żarnowiecki 2002), jak i wiosną bioklimat Kielc odznacza się dużym stopniem zróżnicowania przestrzennego. Porównanie cech bioklimatu badanych terenów w obu sezonach ujawniło następujące prawidłowości:

– najkorzystniejszymi warunkami ochładzania wykazały się w obu sezonach tereny peryferyjne (OGRÓDEK),

– w obu sezonach nad zbiornikiem wodnym (ZALEW) obserwuje się duży, a w dolinie potoku Silnica – mały udział stanów komfortu,

– stany parności nad ZALEWEM notowano często latem, a stosunkowo rzadko wiosną (Żarnowiecki 2002),

– przyjemny latem park miejski, wiosną charakteryzuje się dość obciążającym bioklimatem z powodu częstych stanów parności i rzadkich stanów komfortu termicznego,

– tereny śródmiejskie (DWORZEC) bardzo niekorzystne w czasie letnich upałów, wiosną odznaczały się znośnymi warunkami biometeorologicznymi.

2. Przy jednakowych warunkach radiacyjnych i suchym podłożu na wielkość ochładzającą powietrza większy wpływ miała prędkość wiatru niż temperatura powietrza.

3. Uciążliwe stany parności nasilały się w miejscach zacisznych. Drzewostany liściaste w początkowej fazie rozwoju ulistnienia w niewielkim stopniu ograniczają dostęp bezpośredniego promieniowania słonecznego do dna lasu, ale skutecznie osłabiają prędkość wiatru. W rezultacie LAS i PARK odznaczały się największą częstością stanów parności i warunków “upalnie” oraz najmniejszą częstością komfortu termicznego.

4. Wiosną przy słonecznej i bezwietrznej pogodzie, najczęściej komfort termiczny obserwuje się na terenach otwartych, pozbawionych wysokiej roślinności i zwartej zabudowy (OGRÓDEK i SUKÓW). Oznacza to, że podczas majowych upałów najlepiej szukać ochłody poza miastem lub na jego peryferiach (łąki, wzgórza).

## LITERATURA

- Bednarek A., 1984, *Z badań nad mikroklimatem miasta*, [w:] H.B. Szczepanowska, (red.), *Wpływ zieleni na kształtowanie środowiska miejskiego*, PWN, Warszawa, s. 79–93.
- Błażejczyk K., 1984, *Bioklimatyczna klasyfikacja klimatów lokalnych z zastosowaniem do badań uzdrowisk*, *Czasop. Geogr.*, 55, 4, s. 491–505.
- 1992, *Wpływ urbanizacji na lokalne warunki bioklimatyczne (na przykładzie województwa katowickiego)*, *Zeszyty IGiPZ PAN*, 6, s. 15–28.
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1989, *Bioklimat Krakowa*, *Zeszyty Naukowe UJ, CMXII, Prace Geogr.*, 73, s. 7–57.
- Janiszewski F., 1988, *Wskazówki dla posterunków meteorologicznych*, WKiŁ Warszawa, 242 ss.
- Jankowiak J., Parczewski W. (red.), 1978, *Bioklimat uzdrowisk polskich*, WKiŁ, Warszawa, 429 ss.
- Kłysik K., Fortuniak K., Zawadzka A., 1995, *Charakterystyka bioklimatu Łodzi-Lublinka w świetle zmienności ochładzania w latach 1951–1990*, [w:] K. Kłysik (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. UŁ, Łódź, s. 271–278.
- Kłysik K., Kożuchowski K., Tarajkowska M., 1984, *Zasady klasyfikacji klimatu i oceny bioklimatu terenów miejskich*, *Mat. I Ogólnopolskiej Konf. "Klimat i bioklimat miast"* Łódź, 22–24 XI 1984, Wyd. Uniwersytet Łódzki, s. 140–154.
- Kopacz-Lembowicz M., Kossowska-Cezak U., Martyn D., Olszewski K., 1984, *Wpływ zieleni miejskiej na klimat lokalny*, [w:] H. B. Szczepanowska (red.), *Wpływ zieleni na kształtowanie środowiska miejskiego*, PWN Warszawa, s. 61–78.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1992, *Uwagi o metodach badań klimatu miast*, *Zeszyty IGiPZ PAN* 6, 512 ss.
- 2000, *Stan badań klimatu i bioklimatu uzdrowisk polskich*, *Dokum. Geogr., IGiPZ PAN*, 16, s. 1–61.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*, IGiPZ PAN Monografie 1, 200 ss.
- Krawczyk B., 1979, *Bilans ciepłoty ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego Iwonicza*, *Prace Geogr., IGiPZ PAN*, 131, 71 ss.
- Mrugala Sz., 1992, *Wybrane aspekty zmienności ochładzania katatermometrycznego w Lublinie*, *Folia Societatis Scientiarum Lublinensis*, 33, Serai Geogr., 1–2, s. 19–23.
- Nurek T., Korzeniewski J., Trapp J., Wyszowski A., 1992, *Bioklimat aglomeracji gdańskiej*, *Zeszyty Naukowe UGd.* 18, s. 21–44.
- Stopa-Boryczka M., 1992, *Z badań klimatu Warszawy Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*, *Prace i Studia Geograficzne*, 11, s. 21–38.
- Tarajkowska M., 1971, *Wpływ zabudowy miejskiej na warunki termiczne powietrza na przykładzie Częstochowy*, *Zeszyty Naukowe Uniw. Łódzkiego* 2, 43, s. 139–159.

- 1974, *Wpływ miasta na warunki wilgotnościowe powietrza na przykładzie Częstochowy*, Zeszyty Naukowe UŁ, Nauki Mat.-Przyr., II, 63, s.43–56.
- Trapp J., 1980, *Wpływ warunków naturalnych i zabudowy na klimat Gdyni*, Dokum. Geogr., 6, s. 52–53.
- Wójcik G., Marciniak K., 1995, *Miejska wyspa ciepła w Toruniu*, [w:] Z. Babiński, J. Szupryczyński (red.), *Człowiek a środowisko*, 44 Zjazd PTG, 24–27 sierpnia 1995, Toruń, s. 170–175.
- Wójcik G., Rzepka-Urbańska V., 1997, *Bioklimat Torunia w świetle wybranych wskaźników kompleksowych*, [w:] K. Kłysik (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Wyd. UŁ, s. 34–35.
- Wyszkowski A., Trapp J., Korzeniewski J., 1990, *Zróźnicowanie przestrzenne warunków klimatycznych aglomeracji gdańskiej ze szczególnym uwzględnieniem obszarów leśnych*, Conf. Papers, 4, IGiPZ PAN, Warszawa, s. 147–152.
- Żarnowiecki G., 2002, *Zróźnicowanie bioklimatyczne Kielce w sezonie letnim*, Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 3, s. 109–116.
- Żarnowiecki G., Szałach G., 2001, *Zróźnicowanie warunków biotopoklimatycznych w Kielcach*, Dokum. Geogr., 23, s. 119–129.

## PRELIMINARY STUDY RESULTS OF THE REST-GROUNDS BIOCLIMATE OF KIELCE IN SPRING SEASON

### Summary

The aim of the paper is to define the bioclimatic conditions in chosen recreation sites of Kielce town and its vicinity during Spring season. The measurement points represented different types of recreation and rest areas. The suburban point SUKÓW was placed in the open area near meteorological station Kielce-Suków. The point SILNICA was situated at the bottom of the Silnica valley and represented allotments. On the area of City Park was located point PARK. Inside the mixed forest was situated stand LAS and in vicinity of the lake point ZALEW. The point OGRÓDEK represented suburban, rural quarter. The station DWORZEC inside of compact building area was treated as a reference point (Fig. 1).

The simultaneous all day measurements were conducted every hour (6 a.m. – 8 p.m.) from 1<sup>st</sup> to 4<sup>th</sup> May 2002 during sunny and dry weather. The measurements of air temperature and humidity were made by Assmann's aspiration psychrometer at 130 cm above the ground. The cooling power was measured by Kata thermometer at the same level. Wind speed was measured by Robinson's anemometer at height 200 cm. Statistic characteristics of some meteorological elements and biometeorological indices are presented in table 1.

On the basis of cooling power – due to Petrovic & Kacvinsky scale – the frequency of thermal sensations was presented (Fig. 2). The comfort conditions „mild” were most often in points SUKÓW (46.7%) and OGRÓDEK (40.0%). On the other hand „very hot” condition were noted most often on stands LAS, PARK and SIL-

NICA because these places are sheltered. The „cool” conditions occurred only early morning at DWORZEC (Fig. 3).

The frequency of sultry states was assessed using equivalent temperature. The conditions of „sultriness” ( $T_e \geq 56^\circ$ ) were found only in areas with trees cover i.e. PARK and LAS. The „slightly sultry” ( $T_e \geq 44^\circ$ ) and „sultry” conditions occurred most often in points PARK and SILNICA (Fig. 4).

Tree clustering analysis was conducted to find bioclimatic differentiation on the base of average values of dry cooling power, equivalent temperature and effective temperature. The result is presented in the form of dendrogram using Manhattan distance method. Two points represented open area outside the city OGRÓDEK and SUKÓW revealed the greatest specificity and similarity of its bioclimate (Fig. 5). They have also the best thermal-humidity condition in Spring.

*Adres autorów:*

*Jerzy L. Olszewski, Grzegorz Żarnowiecki, Katarzyna Predygier, Grzegorz Szalach  
Zakład Meteorologii i Bioklimatologii, Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska,  
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce,*

*e-mail: [gzarn@pu.kielce.pl](mailto:gzarn@pu.kielce.pl),  
[g.szalach@pu.kielce.pl](mailto:g.szalach@pu.kielce.pl)*

The first step in the synthesis of the polyimide was the reaction of the diamine with the dianhydride in the presence of a base. The reaction was carried out in NMP at 120°C for 24 hours. The resulting poly(amic acid) was then cyclized to the polyimide by heating at 250°C for 24 hours. The polyimide was then cast into a film and dried at 120°C for 24 hours. The resulting film was then used for the synthesis of the polyimide-coated fiber. The polyimide-coated fiber was synthesized by the reaction of the polyimide with the diamine in the presence of a base. The reaction was carried out in NMP at 120°C for 24 hours. The resulting poly(amic acid) was then cyclized to the polyimide by heating at 250°C for 24 hours. The polyimide was then cast into a film and dried at 120°C for 24 hours. The resulting film was then used for the synthesis of the polyimide-coated fiber.

The polyimide-coated fiber was then used for the synthesis of the polyimide-coated fiber. The polyimide-coated fiber was synthesized by the reaction of the polyimide with the diamine in the presence of a base. The reaction was carried out in NMP at 120°C for 24 hours. The resulting poly(amic acid) was then cyclized to the polyimide by heating at 250°C for 24 hours. The polyimide was then cast into a film and dried at 120°C for 24 hours. The resulting film was then used for the synthesis of the polyimide-coated fiber.

The polyimide-coated fiber was then used for the synthesis of the polyimide-coated fiber. The polyimide-coated fiber was synthesized by the reaction of the polyimide with the diamine in the presence of a base. The reaction was carried out in NMP at 120°C for 24 hours. The resulting poly(amic acid) was then cyclized to the polyimide by heating at 250°C for 24 hours. The polyimide was then cast into a film and dried at 120°C for 24 hours. The resulting film was then used for the synthesis of the polyimide-coated fiber.

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

#### MONOGRAFIE

- 1 - T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 - L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 - T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.

#### ATLAS WARSZAWY

- 1 - Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 - Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 - Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 - Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne - niektóre zagadnienia*.
- 5 - Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 - Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 - Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 - Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962-2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- Księgarnia DHN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. 697-88-35.

- Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 826-18-35.

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-87954-28-4

<http://rcin.org.pl>



# POSTĘPY W BADANIACH KLIMATYCZNYCH I BIOKLIMATYCZNYCH

<http://rcin.org.pl>