

INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

CONFERENCE PAPERS 23

WSPÓŁCZESNE BADANIA
KLIMATOLOGÓW POLSKICH
W KRAJU I ZA GRANICĄ

RECENT POLISH CLIMATOLOGICAL INVESTIGATIONS
IN POLAND AND ABROAD

Redakcja

Edited by

Barbara Krawczyk
Krzysztof Błażejczyk

Symposium z okazji 40-lecia
Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN
Radzików, 7 - 8 listopada 1994 r.



INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

CONFERENCE PAPERS 23

WSPÓŁCZESNE BADANIA KLIMATOLOGÓW POLSKICH W KRAJU I ZA GRANICĄ

Symposium klimatologiczne z okazji 40-lecia
Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN
Radzików, 7 - 8 listopada 1994 r.

RECENT POLISH CLIMATOLOGICAL INVESTIGATIONS IN POLAND AND ABROAD

Climatological symposium organized at 40th anniversary
of the Department of Climatology IGiPZ PAN
Radzików, November 7 - 8, 1994

Redakcja
Edited by

Barbara Krawczyk
Krzysztof Błażejczyk



1995

WARSZAWA

Editors:

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

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

Technical editor

Ludmiła Kwiatkowska

Edition:

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

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie (<i>B. Krawczyk, K. Błażejczyk</i>)	5
Introduction	
WSPÓŁCZESNE BADANIA KLIMATOLOGICZNE	
T. Niedzwiedz — Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Polską południową	7
Multiannual variability of atmospheric circulation indices over southern Poland	
K. Kłysik — Rola silnych wyżów i głębokich niżów w kształtowaniu warunków termicznych okresu zimowego w Europie Środkowej	19
Deep cyclones and strong anticyclones and their influence on thermal conditions in Central Europe	
E. Cebulak — Zmienność opadów atmosferycznych w ciepłej porze roku w Karpatach	29
Variability of the precipitation in the warm half-year in Carpathians	
E. Filipiuk — Przebieg roczny promieniowania całkowitego w Lublinie	37
Annual course of global radiation in Lublin	
M. Ostrożlik — Solar radiation trend observed at Skalnate Pleso	45
F. Smolen — Effect of cloudiness on short- and long-wave radiation fluxes	51
K. Błażejczyk — Fizyczne znaczenie promieniowania słonecznego dla człowieka ..	61
Physical significance of solar radiation on man	
J. Paszyński, A. Kędziora, S. Tuchołka, J. Kapuściński, J. Olejnik — Wpływ rodzaju powierzchni czynnej na strukturę bilansu cieplnego	69
Influence of the nature of active surface upon the structure of heat balance	
J. Kossowski, P. Baranowski, B. Usowicz — Właściwości cieplne powierzchniowej warstwy gleby na polach uprawnych w ujęciu stochastycznym	93
Stochastic approach of topsoil thermal properties in cultivated fields	
L. Ya. Dzhogan, E.A. Lozinskaya — Areal averaging of heat and water fluxes for spatial inhomogeneous land surface	103
J. Boryczka — Cykliczne zmiany klimatu w różnych szerokościach geograficznych i ich przyczyny	111
Cyclical climate changes under various latitudes and their causes	
J. Munzar — A contribution to weather reconstruction in Central Europe in the first half of the 16th century (Some notes to the outline of Czech-Polish contacts in meteorology)	125
O. Bogdan, Gh. Neamu, E. Niculescu — Les particularités des hasard climatiques en Roumanie	129
Characteristics of the climatic hazards on the territory of Rumania	
Gh. Neamu — Les topoclimats du delta du Danube	137
The topoclimates of Danube Delta	
T. Konstantinova, M. Korobov — The estimation of different geographical factors influencing the spatial distribution of mean air temperature	143
J.L. Olszewski, G. Żarnowiecki — Zróżnicowanie klimatu ekosystemów leśnych ...	145
Differentiation of the forest ecosystems climate	
J. Lewińska — Waloryzacja klimatyczna obszarów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi i Radomia	155
Evaluation of the climate of urban areas as exemplified by the towns Łódź and Radom	
A. Wyszkowski — Stężenie sumy węglowodorów (THC) w atmosferze w rejonie Rafinerii Gdańskiej	161
Concentration of total hydrocarbon (THC) in the atmosphere around the Gdańsk Refinery	

POLSKIE BADANIA KLIMATOLOGICZNE ZA GRANICĄ

B. Obrębska-Starkel, J. Trepńska, Z. Olecki — Niektóre wyniki badań prowadzonych przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii UJ w różnych strefach klimatycznych	169
Some results of investigations carried out in different climatic zones by Climatological Department of the Institute of Geography of the Jagellonian University	
G. Wójcik, K. Marciniak — Zagraniczne badania meteorologiczno-klimatologiczne Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika	175
Meteorological and climatological investigations carried out abroad by Department of Climatology, Nicholas Copernicus University Toruń	
M. Stopa-Boryczka — Studium porównawcze klimatu Polski, Iraku i Wietnamu ..	181
Comparative study of climate of Poland, Iraq and Vietnam	
J. Skoczek — Polskie badania klimatologiczne w Mongolii w okresie 1974-1988 ...	189
Polish climatological investigations in Mongolia during the period 1974-1988	
J. Tamulewicz, A. Woś — Z badań parowania potencjalnego w gobijskim obszarze Mongolii	197
Studies of potential evaporation in the Gobi region of Mongolia	
J. Tamulewicz — Uwilgotnienie powietrza na przełomie wiosny i lata w rejonie Kotliny Ulaan Nuur (północna część Gobi)	203
Air humidity in the spring/summer period in the Ulaan Nuur Basin (northern Gobi)	
J. Martin-Aranda, B. Usowicz, F. Moreno, J.E. Fernandez — Przestrzenno-czasowa zmienność temperatury gleby w gaju oliwnym	213
Spatial and temporal variability of soil temperature in olive orchard	
J. Pereyma — Badania klimatologiczno-glaciologiczne Uniwersytetu Wrocławskiego w obszarach polarnych	221
The climatic-glaciological investigations carried out by Wrocław University	
K. Olszewski — Regiony bioklimatyczne Nigerii	223
Bioclimatic regions of Nigeria	
B. Krawczyk, K. Błażejczyk — Struktura bilansu cieplnego człowieka w różnych strefach klimatycznych	229
Structure of the human heat balance in different climatic zones	

Wprowadzenie

Tom zawiera zbiór tekstów referatów i posterów przedstawionych na Sympozjum Klimatologicznym, które odbyło się w Ośrodku Szkoleniowym IHAR w Radzikowie koło Błonia w dniach 7–8 listopada 1994 roku.

Sympozjum to zostało zorganizowane z okazji 40 rocznicy powstania Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie oraz Jubileuszu 70-lecia jego Kierownika — prof. dr. Janusza Paszyńskiego.

W obradach uczestniczyło 65 osób reprezentujących zarówno polskie jak i zagraniczne ośrodki klimatologiczne (m.in. z Czech, Rosji, Rumunii i Słowacji). Tematyka Sympozjum była zakreszona dość szeroko. Intencją organizatorów było bowiem, aby stało się ono okazją do zaprezentowania najnowszych badań prowadzonych przez klimatologów polskich kraju i za granicą.

Wyniki swoich badań zaprezentowali przedstawiciele 14 ośrodków klimatologicznych w kraju oraz zaproszeni goście zagraniczni, z którymi Zakład Klimatologii IGiPZ PAN utrzymuje wieloletnie kontakty naukowe.

Tematyka prac zawartych w tym tomie dotyczy następujących zagadnień:

- zmienność czynników i elementów meteorologicznych takich jak: cyrkulacja atmosfery, promieniowanie słoneczne, temperatura powietrza, opady na obszarze Polski i w Europie Środkowej;
- bilans cieplny różnych powierzchni czynnych, w tym również ciała człowieka;
- polskie badania klimatologiczne poza granicami kraju, m.in. w: Arktyce, Antarktyce, Australii, Francji, Hiszpanii, Iraku, Kazachstanie, Mongolii, Mołdawii, Nigerii, Rumunii, Szkocji, Turkmenistanie i Wietnamie.

Działalność naukowa i organizacyjna Zakładu Klimatologii została przedstawiona w artykule T. Kozłowskiej-Szczęsnej, opublikowanym w Przeglądzie Geograficznym, (t. 67, z. 3–4).

Sympozjum i publikacja były dofinansowane przez Komitet Badań Naukowych za pośrednictwem projektów badawczych: 6 P202 032 06, 6 P202 040 07, 6 P202 045 07.

Barbara Krawczyk, Krzysztof Błażejczyk

Introduction

This issue contains the texts of the papers presented during the climatological symposium held on November 7–8, 1994 in Radzików in the vicinity of Błonie.

Symposium was organized at the 40-th anniversary of the Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences and jubilee of its head Professor Janusz Paszyński.

65 climatologists were participated at the symposium. They represented 14 Polish research centres as well as foreign climatological institutions (from Czech Republic, Russia, Rumania, Slovak Republic).

The topic of the symposium was rather wide due to give the possibility for presentation the results of the newest investigations carried out by Polish climatologists in Poland and abroad.

The papers contained in this issue deals with three subject groups:

- variability of meteorological factors and elements (i.e. atmospheric circulation, solar radiation, temperature, precipitation), both, over the territory of Poland and in Central Europe,
- heat balance of the different active surfaces (including the human body),
- results of Polish climatological investigations carried out abroad in: Arctic, Antarctic, Australia, France, Rumania, Spain, Iraq, Kazakhstan, Mongolia, Moldova, Nigeria, Scotland, Turkmenistan and Vietnam.

Science and organizing activity of the Department of Climatology has been published by T.Kozłowska-Szczęsna in *Przegląd Geograficzny*, v. 67, N° 3–4.

Symposium and publication were supported by the Committee of the Scientific Research in the frame of grants No. 6 P202 032 06, 6 P202 040 07, 6 P202 045 07.

Barbara Krawczyk, Krzysztof Błażejczyk

WIELOLETNIA ZMIENNOŚĆ WSKAŹNIKÓW CYRKULACJI ATMOSFERY NAD POLSKĄ POŁUDNIOWĄ

MULTIANNUAL VARIABILITY OF ATMOSPHERIC CIRCULATION INDICES
OVER SOUTHERN POLAND

TADEUSZ NIEDŹWIEDŹ

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

Abstract: Author presents the variability of atmospheric circulation in Western Carpathians for the period of autumn 1873 — summer 1994. For that purpose the original calendar consisting twenty one circulation types was created. There are 16 circulation types with defined directions of the air masses. The other situations are characterized either by the lack of advection or by very variable directions of the air masses incoming to the southern Poland.

In order to obtain the more synthetic results, the so called circulation indices according to Murray and Lewis with further modification have been determined: progression index (*P*) i.e. index of zonal westerly circulation, index of southerly circulation (*S*) and index of cyclonicity (*C*).

During the last century typical western circulation patterns (zonal, westerly index) have been decisively dominant in periods: 1891–1904, 1924–1932 and since the second half of the 70-s until today. Periods with the lowest western air advection can be observed only for the specific seasons. For example in winter such western circulation predomination was notified at the beginning of the present century, in the middle of the 50-s and in the last decade when in 1989 the index of zonal westerly circulation reached the highest value during the whole investigated period (*P* index = 134).

Types with the air advection from the southern direction (index of southerly circulation) have relatively rather straight course with the slight maximum between 1920–1940. In the annual scale the positive values of cyclonicity index were observed only during the period 1965–1975.

Key words: atmospheric circulation, southern Poland, climate variability.

WSTĘP

Cyrkulacja atmosfery obok czynników radiacyjnych odgrywa kluczową rolę w kształtowaniu klimatu. Z tego powodu znajomość zmienności form cyrkulacji w czasie jest pomocna w wyjaśnieniu genezy zmian poszczególnych

elementów klimatu nad danym obszarem, obserwowanych w ostatnim stuleciu, a metody klimatologii synoptycznej są coraz bardziej doceniane w rozwoju współczesnej klimatologii (Barry i Perry 1973, Murray 1972, Emmrich 1991, Jones i inni 1993, Yarnal 1993). Pojawiło się też wiele prac określających związki między makroskalowymi wskaźnikami cyrkulacji nad Europą i Atlantykiem a temperaturą (Kłysik 1994, Kozuchowski i Marciniak 1988, Kozuchowski i Trepińska 1990, Kozuchowski 1993, Makrogiannis 1984, Makrogiannis i inni 1991, Murray 1972). Interesujące może być także prześledzenie zmienności cyrkulacji dla mniejszych obszarów.

Celem niniejszego opracowania jest poznanie podstawowych cech cyrkulacji atmosfery nad Polską południową. Obszar objęty badaniami zawarty jest między 48 a 51°N i 18 a 23°E i reprezentuje Karpaty Zachodnie, Kotlinę Sandomierską i Wyżynę Małopolską. Za centralny punkt obszaru badań przyjęto węzeł siatki geograficznej 50°N i 20°E, leżący na terenie Krakowa.

MATERIAŁY

Podstawowym materiałem źródłowym były mapy synoptyczne dolne Europy. Udało się znaleźć kompletne mapy synoptyczne za okres ostatnich 120 lat, dokładnie od września 1873 r. do grudnia 1994 r. Korzystano z różnych źródeł materiałów synoptycznych. Oprócz polskich danych z lat 1922–1938 i 1952–1992, przejrzano austriackie i niemieckie mapy synoptyczne (*Euro-päischer Wetterbericht 1976–1992, Tägliche Wetterbericht 1873–1975*). Jedynie dla roku 1945 musiano wykorzystać mapy historyczne dla półkuli północnej opublikowane przez Biuro Pogody USA (*Historical Weather Map 1899–1950*), bowiem innych materiałów dla tego okresu nie znaleziono.

Kalendarz typów sytuacji synoptycznej z wymienionego okresu w postaci zdigitalizowanego zbioru komputerowego jest dostępny u autora pracy.

METODA

Dla każdego dnia określono rodzaj układu barycznego (a — antycyklonalny, wyżowy; c — cyklonalny, niżowy) oraz kierunek adwekcji mas powietrznych nad badany obszar. Zastosowano własną klasyfikację sytuacji synoptycznych obejmującą 21 typów (Niedźwiedź 1981). Wśród nich 16 typów stanowią sytuacje adwekcyjne, które oznaczono dużymi literami oznaczającymi skrót angielski kierunku adwekcji powietrza, a w indeksie podano rodzaj układu barycznego (litery „a” lub „c”). Na przykład: symbole E_a i E_c oznaczają odpowiednio sytuację wschodnią antycyklonalną i cyklonalną. Cztery sytuacje charakteryzuje bądź stagnacja powietrza (brak adwekcji) albo też występowanie w ciągu doby bardzo zmiennej adwekcji. Są to następujące sytuacje: C_a — centrum wyżu, K_a — klin wyżowy lub wał wysokiego ciśnienia, C_c —

centrum niżu, B_c — bruzda cyklonalna lub zatoka niżowa z frontem atmosferycznym, po obu stronach którego występują różne kierunki ruchu powietrza. Symbolem „x” oznaczono siodła baryczne albo sytuacje, których nie dało się zaklasyfikować jednoznacznie do wymienionych poprzednio typów.

Charakterystykę zmienności cyrkulacji atmosfery można w pierwszym przybliżeniu uzyskać poprzez analizę częstości występowania poszczególnych typów sytuacji synoptycznych. Ale najlepszą syntetyczną formą przedstawiania warunków cyrkulacji atmosfery jest stosowanie jak najprostszych wskaźników, które zawierają w sobie najbardziej istotne informacje o podstawowych formach cyrkulacji występujących w danym przedziale czasowym (miesiąc, pora roku, rok). Do celów niniejszej pracy zaadaptowano trzy proste wskaźniki P , S , i C , opracowane przez R. Murray'a i R. Lewisa (1966) na bazie katalogu cyrkulacji H. H. Lamba (1972), używanego w Wielkiej Brytanii. Autor zastosował powyższą metodę do własnej klasyfikacji (Niedźwiedź 1978, 1981, 1993a, 1993b). Możliwe to było dzięki dużemu podobieństwu klasyfikacji typów cyrkulacji Lamba i typologii zastosowanej w niniejszym opracowaniu. Wymienione wskaźniki są łatwe do wyliczenia i w prosty sposób charakteryzują najistotniejsze cechy cyrkulacji w danym miesiącu, porze roku lub w roku. Wyrażone są one przez liczby niemianowane, będące sumą punktów za rozpatrywany okres, przypisanych poszczególnym typom sytuacji synoptycznej.

Poniżej podano sposób obliczania wymienionych wskaźników.

Wskaźnik P — progresji wpływów Atlantyku, albo lepiej: wskaźnik cyrkulacji strefowej zachodniej, został wyznaczony dla okresów miesięcznych, pór roku i dla roku poprzez sumowanie następujących punktów (*scores*) przypisanych każdemu kierunkowi adwekcji:

W: +2 E: -2
NW, SW: +1 NE, SE: -1
N, S i pozostałe typy cyrkulacji: 0

W ten sposób wskaźnik P (liczba niemianowana) osiąga wysokie wartości przy intensywnej cyrkulacji strefowej o składowej zachodniej. Wartości w pobliżu zera występują w przypadku równowagi między cyrkulacją zachodnią i wschodnią albo w przypadku, gdy występuje przepływ powietrza głównie z kierunków południkowych (N lub S). Duże liczby ujemne wskaźnika P informują, że w danym okresie występowała intensywna cyrkulacja strefowa, ale o składowej wschodniej.

Wskaźnik S — cyrkulacji południkowej o składowej południowej, obliczono poprzez sumowanie następujących punktów przypisanych wybranym kierunkom adwekcji:

S: +2 N: -2
SW, SE: +1 NW, NE: -1

Wysokie dodatnie wartości wskaźnika S informują o dużej aktywności cyrkulacji południkowej o składowej południowej. Liczby ujemne świadczą

o tym, że w cyrkulacji południkowej istnieje większy udział składowej północnej (N) niż południowej (S). Wartości bliskie zera informują o tym, że w danym okresie czasu cyrkulacja południkowa nie miała istotnego znaczenia w kształtowaniu klimatu, bądź też wpływy cyrkulacji południkowej o składowych N i S równoważyły się.

Trzeci wskaźnik *C* — cykloniczności, informuje pod wpływem jakich układów barycznych kształtowała się pogoda w danym okresie czasu. Wartości dodatnie wskaźnika mówią o przeważającym oddziaływaniu niżów, natomiast wartości ujemne pojawiają się w sytuacji częstszego występowania sytuacji wyżowych.

Sposób obliczania wskaźników polegał na sumowaniu punktów według następującej zasady: +2 dla centrum niżu i bruzdy cyklonalnej, +1 dla pozostałych sytuacji cyklonalnych, -2 dla centrum wyżu i klina antycyklonalnego i -1 dla pozostałych sytuacji wyżowych.

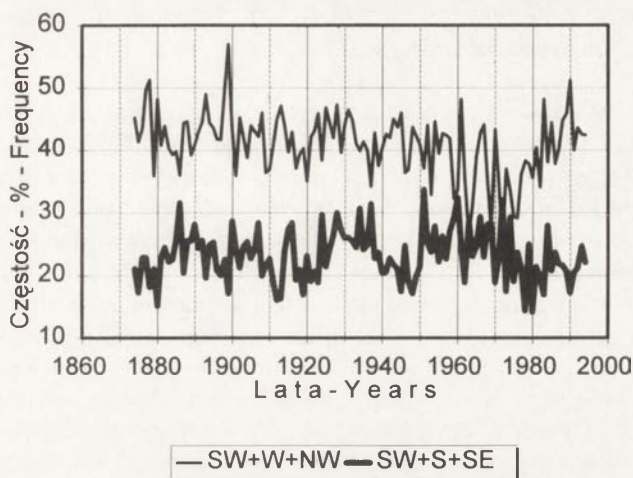
Trzy wymienione wskaźniki w sposób zwięzły informują łącznie o głównych formach cyrkulacji: strefowej, południkowej; jak też o układach barycznych: niżowych i wyżowych; kształtujących pogodę w danym miesiącu, porze roku lub w całym roku. Za najistotniejszy dla strefy umiarkowanej można uznać wskaźnik *P*, toteż jemu poświęcono więcej miejsca w dalszej części opracowania.

ZMIENNOŚĆ WSKAŹNIKÓW CYRKULACJI

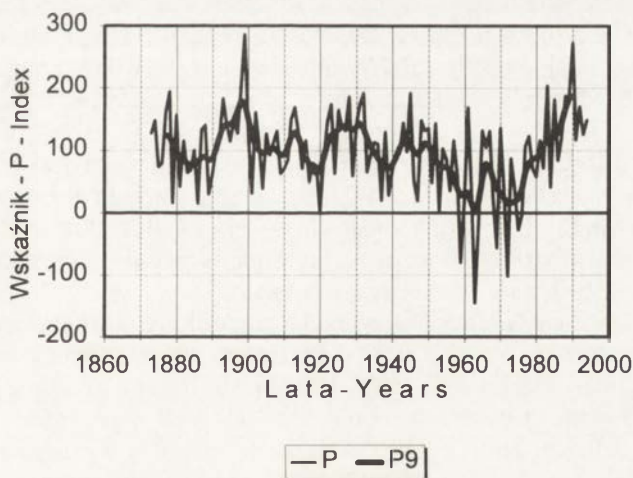
Dla Europy Środkowej duże znaczenie ma częstość występowania kierunków napływu powietrza z sektora SE + S + SW + W, czyli okresów z adwekcją ciepłego powietrza z obszaru Morza Śródziemnego oraz z części Atlantyku położonej na południe od Wysp Brytyjskich. Te kierunki adwekcji są szczególnie istotne dla obszarów górskich, gdyż mogą wywoływać dodatkowy efekt fenowy na przedpolu Karpat i Sudetów (Niedźwiedz i Ustrnul 1994). Największą częstość napływu powietrza z wymienionego sektora obserwowano około roku 1890, na przełomie lat dwudziestych i trzydziestych i w połowie lat pięćdziesiątych bieżącego stulecia. W tym ostatnim okresie częstość adwekcji mas powietrznych z tych kierunków była bliska 50%. Natomiast najniższą częstością występowania wymienionych kierunków adwekcji odznaczały się lata siedemdziesiąte XX wieku (poniżej 40%).

Interesujące jest przedstawienie przebiegu wieloletniej częstości adwekcji powietrza z sektora zachodniego (SW + W + NW) i południowego (SW + S + SE), który przedstawiono na ryc. 1. Napływ powietrza z sektora zachodniego oscyluje najczęściej w granicach częstości 40–45%, przy średniej wieloletniej wynoszącej 41%. Największe wartości odnotowano w roku 1899 (57%) i w roku 1990 (51%). Minimum wystąpiło w roku 1972 (25%), przy czym okres 1960–1980 odznaczał się bardzo dużymi wahaniami z roku na rok. W latach 1950–1975 stosunkowo często notowano napływ powietrza z sektora południowego, niekiedy z częstością przekraczającą 30% (34% w roku 1951).

W ostatnich dwudziestu latach obserwuje się wyraźny wzrost częstości adwekcji powietrza z zachodu przy jednoczesnym nieco mniejszym udziale napływu powietrza z sektora południowego.



Ryc. 1. Wieloletnia zmienność częstości adwekcji mas powietrznych nad południową Polskę z sektora zachodniego (SW + W + NW) i południowego (SW + S + SE)
 Long-term variability of a frequency of air mass advection from the western (SW + W + NW) and the southern sector (SW + S + SE) in southern Poland



Ryc. 2. Wieloletnia zmienność rocznych wartości wskaźnika progresji P (cyrkulacji strefowej zachodniej) nad południową Polską
 P — wartości dla poszczególnych lat, P_9 — średnie konsekwtywne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the progression index P (westerly zonal index) in southern Poland
 P — values for each year, P_9 — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter

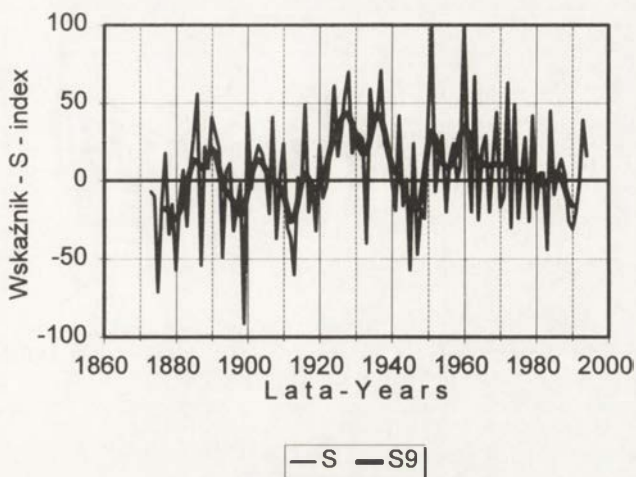
Przebieg wieloletni wartości rocznych trzech wskaźników cyrkulacji został przedstawiony dla wszystkich trzech wskaźników. Dla wskaźnika progresji P , określającego natężenie cyrkulacji strefowej, przeanalizowano również przebieg wieloletni w czterech porach roku. Do wygładzania krzywych przebiegu zastosowano średnie ważone konsekwentne 9-letnie, obliczane przy zastosowaniu filtru Gaussa (Schönwiese 1992).

W ostatnim stuleciu nad Europą środkową obserwowano znaczną zmienność częstości występowania cyrkulacji strefowej. W świetle wskaźnika P (ryc. 2), którego średnia wartość wynosi 99, największe nasilenie składowej zachodniej cyrkulacji w skali rocznej było widoczne w okresach 1891–1904, 1924–1932 i od połowy lat siedemdziesiątych obecnego stulecia aż do dziś. Najwyższe wartości zanotowano w roku 1899 (286) i w 1990 (273). Wartości ujemne, czyli występowanie cyrkulacji strefowej, ale o składowej wschodniej obserwowano pięciokrotnie w okresie 1958–1975. Minimum zanotowano w roku 1963 (–145).

Typy południkowe cyrkulacji, o składowej południowej (wskaźnik S) wykazywały mniejszą zmienność, z niewielkim maksimum w latach 1920–1940 (ryc. 3). średnia roczna wartość wskaźnika S wynosi 6. Największe wartości tego indeksu wystąpiły w roku 1951 (99) i 1960 (100). Wartości ujemne, świadczące o dużej roli składowej północnej w cyrkulacji południkowej, występowały stosunkowo często przed rokiem 1920 (minimum –91 w roku 1899), w latach 1940–1949 (–57 w roku 1945), a także po roku 1980.

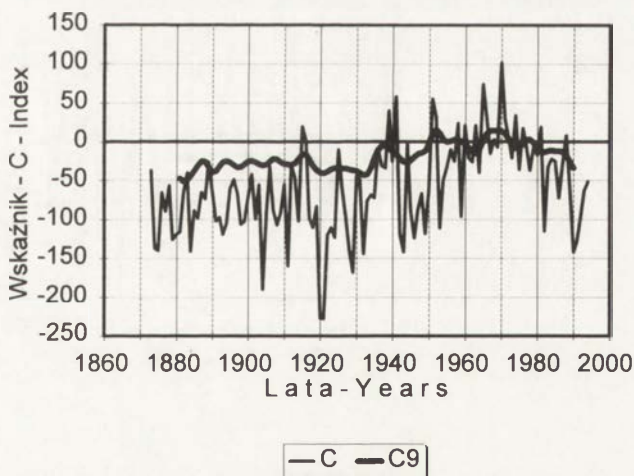
Polska południowa częściej znajduje się pod wpływem układów wyżowych niż niżowych, o czym świadczy ujemny wskaźnik cykloniczności (C), którego średnia wartość wieloletnia wynosi –60. Dodatnie wartości tego wskaźnika zaznaczyły się tylko w okresie 1965–1975 (ryc. 4), z wyraźnym maksimum w roku 1970 (102). Po roku 1975 widoczny jest wyraźny trend ujemny tego wskaźnika (–142 w roku 1990). Jego minimum jednak wystąpiło w roku 1921 (–228), który okazał się najbardziej wyżowy w całym rozpatrywanym okresie. Rozpatrując roczne przebiegi wszystkich trzech wskaźników można zauważyć, że w okresie ostatnich 20 lat znacznie wzrosła aktywność cyrkulacji strefowej zachodniej, zmalała nieco adwekcja powietrza z sektora południowego na rzecz sektora północnego przy jednocześnie zwiększonej częstości występowania układów wysokiego ciśnienia.

Okazało się, że wskaźnik P w naszych warunkach klimatycznych najsilniej wpływa, zwłaszcza w okresie zimowym, na kształtowanie poszczególnych elementów klimatu (Niedźwiedź 1992, 1993a i b). Dlatego przebieg tego wskaźnika przedstawiono również osobno dla czterech pór roku. Na przykład w Krakowie okresy znacznych ociepleń są zgodne z występowaniem znacznych dodatnich wartości wskaźnika P , a także wskaźnika kompleksowego $P + S + C$. Wartość współczynnika korelacji między średnią temperaturą zimy a wskaźnikiem cyrkulacji P dochodzi do 0,65. Również znacząco istotna jest korelacja średniej temperatury maksymalnej i minimalnej zimy z analizowanym wskaźnikiem cyrkulacji (współczynnik korelacji wynosi odpowiednio 0,76 i 0,73). Dla występowania opadów natomiast największe znaczenie ma wskaźnik cykloniczności (Niedźwiedź 1993b).



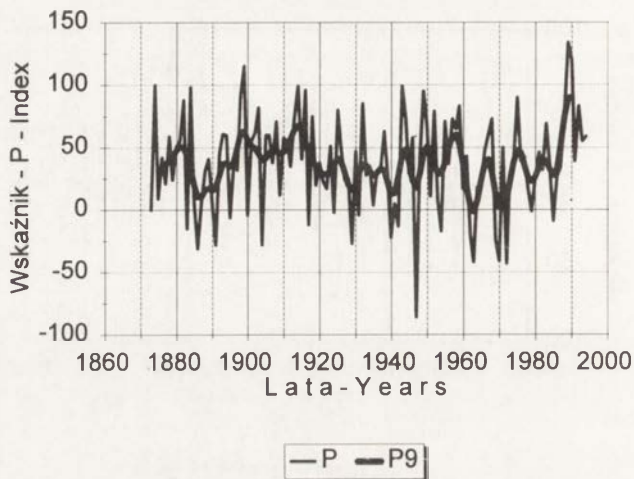
Ryc. 3. Wieloletnia zmienność rocznych wartości cyrkulacji południkowej, południowej S nad południową Polską
 S — wartości dla poszczególnych lat, $S9$ — średnie konsekwtywne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the southerly index S in southern Poland
 S — values for each year, $S9$ — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter



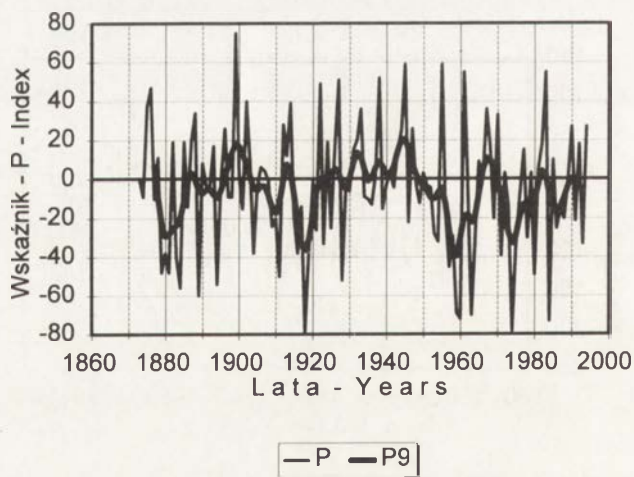
Ryc. 4. Wieloletnia zmienność rocznych wartości wskaźnika cykloniczności C nad południową Polską
 C — wartości dla poszczególnych lat, $C9$ — średnie konsekwtywne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the cyclonicity index C in southern Poland
 C — values for each year, $C9$ — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter



Ryc. 5. Wieloletnia zmienność wartości wskaźnika progresji P (cyrkulacji strefowej zachodniej) w zimie nad południową Polską
 P — wartości dla poszczególnych zim, $P9$ — średnie konsekwentne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the progression index P (westerly zonal index) during the winter season in southern Poland
 P — values for each winter, $P9$ — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter



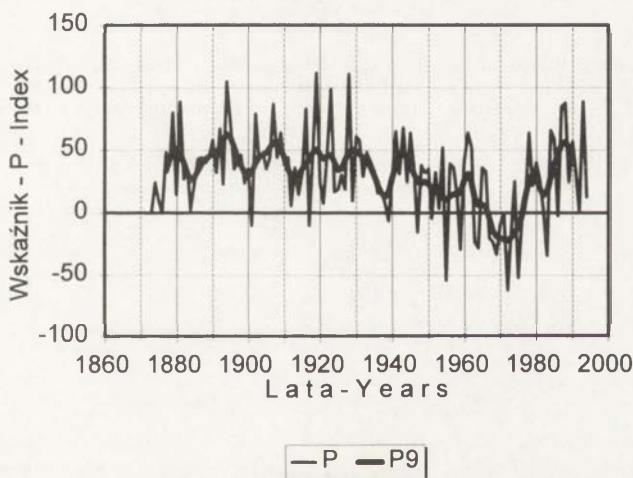
Ryc. 6. Wieloletnia zmienność wartości wskaźnika progresji P (cyrkulacji strefowej zachodniej) na wiosnę nad południową Polską
 P — wartości dla poszczególnych wiosen, $P9$ — średnie konsekwentne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the progression index P (westerly zonal index) during the spring season in southern Poland
 P — values for each spring, $P9$ — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter

Przebieg wskaźnika P był odmienny w poszczególnych porach roku, osiągając najwyższe wartości w zimie, a najniższe na wiosnę. W zimie (XII–II) największe nasilenie cyrkulacji zachodniej wystąpiło na początku obecnego stulecia (ryc. 5), w połowie lat pięćdziesiątych oraz w ostatnim dziesięcioleciu, kiedy to w roku 1989 wartość wskaźnika P osiągnęła wartość 134, najwyższą w całym rozpatrywanym okresie.

Na wiosnę (III–V) bardzo często notowano ujemne wartości wskaźnika P (ryc. 6), co świadczy o znacznym nasileniu cyrkulacji strefowej o składowej wschodniej. Jedynie w latach 1899 i 1945 notowano na wiosnę dłuższe okresy z przewagą cyrkulacji zachodniej nad wschodnią. Dla wiosny charakterystyczna też jest bardzo duża zmienność wskaźnika z roku na rok.

W lecie (VI–VIII) przebieg wskaźnika P jest bardziej wyrównany (ryc. 7), a jego wartości są dodatnie. Jedynie w latach 1955–1975 zanotowano nasilenie cyrkulacji strefowej o składowej wschodniej (ujemne wartości wskaźnika).



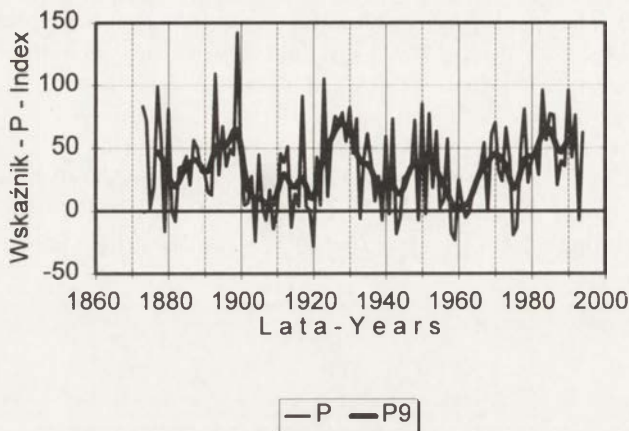
Ryc. 7. Wieloletnia zmienność wartości wskaźnika progresji P (cyrkulacji strefowej zachodniej) w lecie nad południową Polską
 P — wartości dla poszczególnych okresów letnich, P_9 — średnie konsekwentne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the progression index P (westerly zonal index) during the summer season in southern Poland

P — values for each summer, P_9 — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter

W jesieni (IX–XI) utrzymuje się na ogół cyrkulacja strefowa o składowej zachodniej (ryc. 8), jednak wahania z roku na rok są o wiele większe niż w lecie. Obserwuje się też nieregularne fluktuacje o okresie 10–15 lat. Zdarzały się też ujemne wartości wskaźnika, zwłaszcza w okresie 1903–1920 oraz około roku 1958 i 1975.

Uzyskane wyniki są dość zbliżone do uzyskanych dla szerokości geograficznej 35–55°N dla Atlantyku i Europy (Makrogiannis i inni 1991), jak też dla strefy 35–65°N (Kozuchowski 1993).



Ryc. 8. Wieloletnia zmienność wartości wskaźnika progresji P (cyrkulacji strefowej zachodniej) w jesieni nad południową Polską
 P — wartości dla poszczególnych jesieni, P_9 — średnie konsekwentne 9-letnie wyrównane filtrem Gaussa

Long-term variability of the annual values of the progression index P (westerly zonal index) during the autumn season in southern Poland
 P — values for each autumn, P_9 — moving averages smoothed by 9-years Gauss pass filter

WNIOSKI KOŃCOWE

Analizowane przebiegi wieloletnie wskaźników cyrkulacji atmosfery nie wykazują istnienia w ostatnim okresie jakichś znacznych odchyłeń, które można by było określić jako zmianę klimatu. Obserwowane wahania mają charakter nieregularnych oscylacji, niekiedy o dość dużej amplitudzie i okresie od kilku do kilkunastu lat.

Znaczna jest natomiast rola czynników cyrkulacyjnych w kształtowaniu poszczególnych elementów klimatu. Jest ona większa niż oddziaływanie czynnika antropogenicznego.

W Polsce południowej znaczenie cyrkulacji w kształtowaniu temperatury powietrza jest najbardziej zauważalne w okresie zimowym. Na przykład w Krakowie krzywa zmienności temperatury zimy jest bardzo zbliżona do przebiegu wskaźnika P . Dla opadów atmosferycznych natomiast najlepsze korelacje obserwuje się ze wskaźnikiem cykloniczności (C).

W przebiegu rocznym największe kontrasty cyrkulacji zaznaczają się między zimą, kiedy największe nasilenie osiąga cyrkulacja strefowa zachodnia,

a wiosną, kiedy jest ona najslabsza, a często nawet zmienia się na cyrkulację strefową o składowej wschodniej.

*

Znaczna część wyników przedstawionych w niniejszym artykule była sponsorowana przez Komitet Badań Naukowych w ramach grantu No. 6 P202 057 05. Autor dziękuje też Dyrekcji Centralnego Instytutu Meteorologii i Geodynamiki w Wiedniu za umożliwienie dostępu do starych map synoptycznych.

LITERATURA

- Barry R.G., Perry A.H. 1973, *Synoptic climatology, methods and applications*, Methuen, London.
- Emmrich P. 1991, 92 Jahre nordhämispherische Zonalindex. Eine Trendbetrachtung, Meteorol. Rundschau, 43, 161–169.
- Europäischer Wetterbericht, 1976–1992, Offenbach a. Main (earlier Europäischer Wetterbericht). Historical weather maps, 1899–1950, Daily Synoptic Series. Northern Hemisphere Sea Level, US Weather Service.
- Jones P.D., Hulme M., Briffa K.R. 1993, A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme, Int. Journ. Climat., 13, 655–663.
- Kłysik K. 1994, Circulation activity in middle latitudes zone and thermic conditions in selected stations in Europe, 1900–1990 (maszynopis).
- Kożuchowski K. 1993, Variations in hemispheric zonal index since 1899 and its relationship with air temperature, Int. Journ. Climat., 13, 853–864.
- Kożuchowski K., Marciniak K. 1988, Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns, Journ. Climat., 8, 191–199.
- Kożuchowski K., Trepńska J. 1990, Wpływ strefowej cyrkulacji atmosfery na zmiany średniej sezonowej i rocznej temperatury powietrza w Krakowie w latach 1891–1980, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 77, 45–55.
- Lamb H.H. 1972, British Isles weather types and a register of the daily sequences of circulation patterns 1861–1971, Geophys. Mem., 116.
- Makrogiannis T.J. 1984, Local zonal index and circulation change in the European area, 1873–1972, Arch. Meteorol., Geophys. Bioclimat., ser. B, 34, 39–48.
- Makrogiannis T.J., Sahsamanoglou H.S., Flocas A.A., Bloutsos A.A. 1991, Analysis of the monthly zonal index values and long-term changes of circulation over the North Atlantic and Europe, Int. Journ. Climat., 11, 493–503.
- Murray R. 1972, Monthly mean temperature related to synoptic types over Britain specified by PSCM indices, Meteorol. Mag., 101, 305–311.
- Murray R., Lewis R.P.W. 1966, Some aspects of the synoptic climatology of the British Isles as measured by simple indices, Met. Mag., 95, 1128, 193–203.
- Niedźwiedz T. 1978, The changes of the atmospheric circulation indices over the Polish West Carpathians during last 27 years, Veröff. Schweiz. Met. Zentralanst., 40, Zürich, 19–22.
- 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły, Rozpr. Habil. UJ, 58, Kraków,
- 1992, Climate of the Tatra Mountains, Mount. Res. Dev., 12, 2, 131–146.
- 1993a, Changes of atmospheric circulation (using the P, S, C, M indices) in the winter season and their influence on air temperature in Cracow. Early Meteorological Instrumental Records in Europe — Methods and Results, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 95, 107–113.
- 1993b, Variability of precipitation in Kraków (Cracow) with relation to atmospheric circulation

- indices, (w:) Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation", vol. 2: Precipitation variability and climate change, Bratislava-Zürich, 61-62.*
- Niedźwiedz T., Ustrnul Z. 1994, *Long-term variability of the potential foehns due to circulation conditions in the Western Carpathians, (w:) 23. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 5. bis 9. September 1994 in Lindau, Ann. Meteorol., 30, Offenbach a. Main, 287-290.*
- Schönwiese Ch.D. 1992, *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Tägliche Wetterbericht, 1873-1975, Deutsche Wetterdienst.
- Yarnal B. 1993, *Synoptic climatology in environmental analysis. A primer*, Belhaven Press, London and Florida.

ROLA SILNYCH WYŻÓW I GŁĘBOKICH NIŻÓW W KSZTAŁTOWANIU WARUNKÓW TERMICZNYCH OKRESU ZIMOWEGO W EUROPIE ŚRODKOWEJ

DEEP CYCLONES AND STRONG ANTICYCLONES AND THEIR INFLUENCE ON THERMAL CONDITIONS IN CENTRAL EUROPE

KAZIMIERZ KŁYSIK

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UŁ
ul. Kościuszki 21, 90-418 Łódź

Abstract. The adequate measure of circulation activity in European middle latitudes sector is the number of days with very strong anticyclones ($p > 1035$ hPa) in the southern part of Europe, and the number of days with deep cyclones over the North of Atlantic Ocean and Northern Europe ($p < 990$ hPa).

Basing on the data collected in the Main Geophysical Observatory in St. Petersburg (concerning the period 1900–1990) Sazonov has proposed several indices of circulation: S_A , S_C , S_{AC} , S_{AAC} , S_{ACC} , S_{AC} , S_{AAC} and S_{ACC} indices are typical for simultaneous occurrence of both strong anticyclones and deep cyclones in the European sector of middle latitudes and they point to increase in zonal circulation.

One of the regular tendencies in atmospheric circulation in Europe during the last 90 years was decrease of strong anticyclones in south and central Europe until 1975 and their increase during the last 15 years. Practically, strong anticyclones occur only in winter, so their multiannual course concerns only the period from January to March.

The frequency of deep cyclones shows a growing tendency; with annual minimum in the first two decades of our century and maximum in the eighties.

Relationships between deep cyclones, strong anticyclones and thermal conditions of the cold season in Europe shows that number of deep cyclones (S_C) is the best correlated with air temperature in January in central and northern Europe (Table 2).

The frequency of strong anticyclones in the southern and central Europe (S_A) is very well correlated with air temperature in the winter months.

Particularly significant is correlation between S_{AC} index — involving sum of standardized number of anticyclones and cyclones — and the thermal conditions of winter months (especially January and February). It seems that Sazonov indices are useful for the searching of the influence of atmospheric circulation on the thermal conditions.

Key words: circulation, deep cyclones, strong anticyclones, temperature variability, Europe climate.

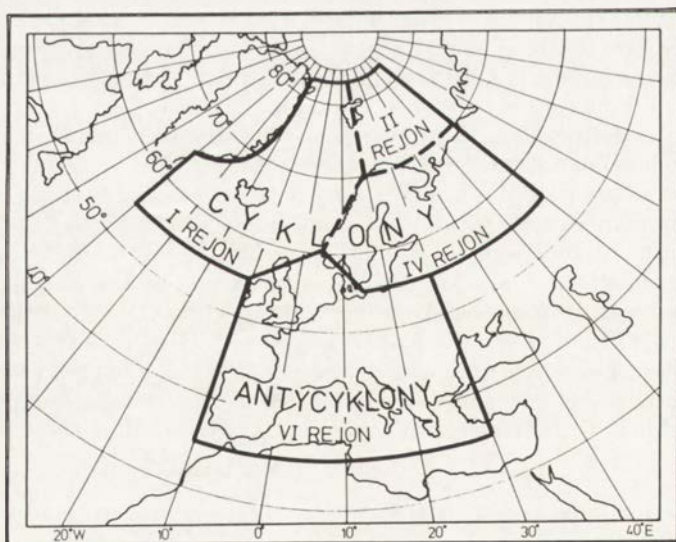
WSTĘP

Najstarszym wskaźnikiem cyrkulacji w europejskim sektorze umiarkowanych szerokości geograficznych, używanym już od początków naszego wieku, jest różnica ciśnienia między Wyżem Azorskim a Nizem Islandzkim. Zaletą tej miary aktywności procesów cyrkulacyjnych — pierwowzoru większości indeksów liczbowych stosowanych w badaniach klimatologicznych — jest niezwykła prostota, a jednocześnie poprawność oceny dynamiki atmosfery nad Atlantykiem. Celem pracy jest przedstawienie tendencji zmian cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Europy w ciągu ostatnich 90 lat.

MATERIAŁY I METODA

Miarą aktywności cyrkulacji atmosferycznej w umiarkowanych szerokościach geograficznych może być częstość występowania szczególnie głębokich niżów ($p < 990$ hPa) oraz bardzo silnych wyżów, w których centrach ciśnienie jest wyższe aniżeli 1035 hPa. Takie układy cyrkulacyjne mają szczególnie duże znaczenie dla kształtowania makroskalowych zaburzeń warunków pogodowych, co oznacza również ich znaczący wpływ na warunki klimatyczne w skali całego kontynentu europejskiego.

Przedstawione obliczenia wykorzystują dane o częstości głębokich niżów i silnych wyżów w okresie 1900–1990 w rejonach cyrkulacyjnych wydzielonych przez Vitelsa (ryc. 1) uzyskane z Głównego Obserwatorium Geofizycznego w St. Petersburgu. Dla antycyklonów dane dotyczą jednego dużego



Ryc. 1. Regiony cyrkulacyjne w europejskim sektorze umiarkowanych szerokości geograficznych wg Vitelsa

Circulation regions of European sector of middle latitudes according Vitels

regionu VI (ryc. 1), natomiast miarą cyrkulacji cyklonalnej w poszczególnych miesiącach badanego okresu na północnym Atlantyku i w Europie północnej jest suma dni z głębokimi cyklonami w 3 rejonach (I, II IV wg Vitelsa). Na podstawie tych danych Sazonov zaproponował kilka wskaźników cyrkulacji:

$$S_A = \frac{n_A - \bar{n}_A}{\delta_A} \quad (1)$$

gdzie:

S_A — wskaźnik częstości antycyklonów w sektorze VI,

n_A — liczba dni z silnymi antycyklonami $p > 1035$ hPa w danym miesiącu,

\bar{n}_A — średnia liczba dni z silnymi antycyklonami w danym miesiącu z okresu 1900–1990,

δ_A — odchylenie standardowe zbioru n_A .

$$S_C = \frac{n_C - \bar{n}_C}{\delta_C} \quad (2)$$

gdzie:

S_C — wskaźnik częstości cyklonów w północnej Europie i nad północnym Atlantykiem (regiony I, II, IV),

n_C — liczba dni z głębokimi cyklonami $p < hPa$,

\bar{n}_C — średnia liczba dni z głębokimi cyklonami,

δ_C — odchylenie standardowe zbioru n_C .

$$S_{AC} = \frac{n_A - \bar{n}_A}{\delta_A} + \frac{n_C - \bar{n}_C}{\delta_C} \quad (3)$$

Wskaźnik S_{AC} opiera się na założeniu, że równoczesne występowanie w danym miesiącu zarówno silnych antycyklonów jak i głębokich cyklonów w europejskim sektorze umiarkowanych szerokości geograficznych decyduje o nasileniu się cyrkulacji strefowej. Podobne założenie odnosi się do wskaźników S_{AAC} oraz S_{ACC} , gdzie:

$$S_{AAC} = 2 \frac{n_N - \bar{n}_A}{\delta_A} + \frac{n_C - \bar{n}_C}{\delta_C} \quad (4)$$

$$S_{ACC} = \frac{n_A - \bar{n}_A}{\delta_A} + 2 \frac{n_C - \bar{n}_C}{\delta_C} \quad (5)$$

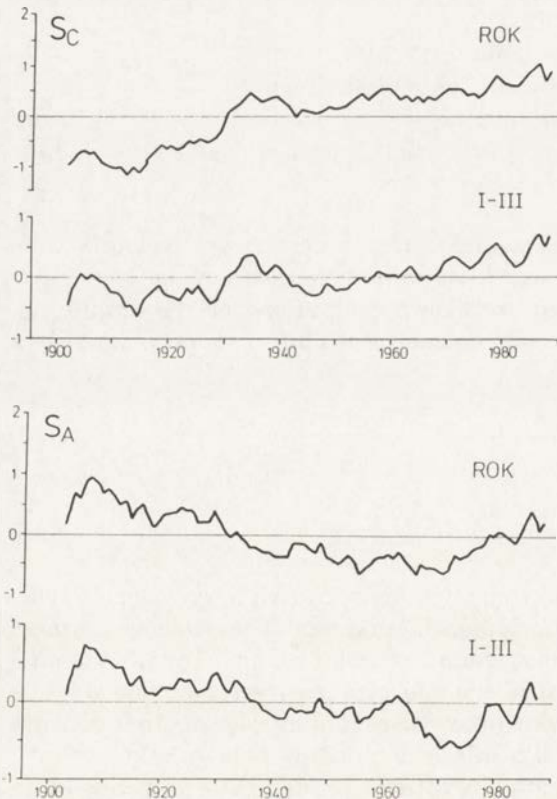
Wszystkie te proste wskaźniki (z wyjątkiem S_C) wyliczyć można tylko dla miesięcy półrocza chłodnego (październik–marzec). W miesiącach półrocza letniego (kwiecień–wrzesień) bezwzględna liczba dni z silnymi antycyklonami jest bardzo mała, a często w ciągu całego miesiąca nie występują one w ogóle. Korelacje między wartościami wskaźników a średnią miesięczną temperaturą mogły więc być wyliczone tylko dla miesięcy chłodnej połowy roku.

Do obliczeń używano danych o temperaturze powietrza w poszczególnych miesiącach okresu 1900–1990 z kilku stacji europejskich w przekroju N–S, a mianowicie: Haparanda (północna Skandynawia), Helsinki, Łódź, Budapeszt, Saloniki i Ateny (ryc. 1). Kilka innych stacji, dla których wykonano obliczenia, wykazywało zgodność z ogólnymi tendencjami prezentowanymi na wybranych przykładach.

WYNIKI

W ciągu ostatnich 90 lat cyrkulacja atmosferyczna w rejonie Europy ulegała rozmaitym zmianom. Jedną z systematycznych tendencji było dość regularne zmniejszanie się częstości występowania silnych antycyklonów w południowej i centralnej Europie do 1975 roku oraz tendencja wzrostowa w ostatnich 15 latach. W początkach naszego wieku notowano przeciętnie w roku do 35 dni z silnym wyżem w sektorze VI, w latach 60. i 70. około 22 dni, a obecnie około 30 dni średnio rocznie. Praktycznie tak silne wyże występują wyłącznie w miesiącach zimowych, dlatego omówiona prawidłowość przebiegu wieloletniego dotyczy właściwie okresu od stycznia do marca. W październiku, listopadzie i w grudniu dni z silnym antycyklonem jest mało i nie wykazują one żadnego znaczącego trendu.

Częstość występowania głębokich cyklonów (ryc. 2) w rejonie północnego



Ryc. 2. Zmiany częstości wskaźnika silnych antycyklonów (S_A) oraz wskaźnika głębokich cyklonów (S_C) w okresie 1900–1990, średnie ruchome 11-letnie

Frequency changes of strong anticyclones (S_A) and deep cyclones index (S_C) in the period 1900–1990, 11-years moving averages

Atlantyku i północnej Europy w obecnym stuleciu wykazuje stałą tendencję wzrostową. Roczne liczby dni z głębokimi cyklonami były najniższe w pierwszych dwóch dziesięcioleciach naszego wieku, a najwyższe w dekadzie lat 80. Ten wyraźny trend wieloletni jest wynikiem wzrostu aktywności cyklonalnej we wszystkich porach roku, zwłaszcza w jesieni i w zimie. W okresie letnim, poczynając od lat 30., częstość występowania głębokich cyklonów nie podlega żadnym trwałym tendencjom. Tylko duża zmienność z roku na rok jest najistotniejszą cechą przebiegu wieloletniego w tej porze roku, podobnie zresztą jak w innych.

Najważniejszą cechą warunków termicznych Europy wzdłuż przekroju N–S (tab. 1) jest wzrastająca ku północy zmienność średnich miesięcznych wartości.

Szczególnie duże wartości odchylenia standardowego charakteryzują wa-

runki termiczne na stacjach w północnej Europie — prawidłowość ta występuje w ciągu całego roku, ale najwyraźniejsza jest w miesiącach zimowych. Różnice średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza pomiędzy północnymi krańcami Europy a obszarami centralnymi (i południowymi) zależą przede wszystkim od temperatury na północy. Współczynnik korelacji pomiędzy różnicą temperatury w Atenach i Haparandzie a temperaturą na stacji Haparanda w styczniu wynosi $-0,95$. Oznacza to, że wielkość południkowych gradientów temperatury w Europie zależy głównie od temperatury na północnych krańcach kontynentu. Różnice średniej temperatury stycznia rzędu około 30°C występują wówczas, gdy temperatura na północy osiąga bardzo niskie wartości, rzędu -18°C do -20°C . Małe gradienty południkowe, odpowiadające różnicy mniejszej niż 14°C , notowane są wtedy, kiedy temperatura powietrza w północnej Skandynawii w styczniu nie spada średnio poniżej -5°C . Podobnie obliczona zależność korelacyjna dla różnicy temperatury w Salonikach i Łodzi względem temperatury w Łodzi wynosi $-0,82$. Liczone w ten sposób współczynniki korelacji pomiędzy różnicami temperatury w centralnej i północnej Europie np. w Łodzi i w Helsinkach ($T_{ld}-T_{he}$) lub w Haparandzie ($T_{ld}-T_{ha}$) a temperaturą na tych północnoeuropejskich stacjach są natomiast znacznie niższe, na granicy istotności statystycznej.

Tabela 1. Średnie miesięczne i roczne wartości temperatury powietrza (t) oraz odchylenia standardowe (δ) na wybranych stacjach europejskich (1900–1990)
Monthly and yearly average temperatures (t) and standard deviation (δ) in selected stations in Europe (1900–1990)

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Haparanda	t	-11,0	-11,2	-7,1	-0,9	5,5	12,2	15,7	13,4	8,0	2,0	-3,7	-8,4	1,2
	δ	4,0	4,1	3,0	1,5	1,6	1,7	1,8	1,4	1,4	2,2	2,9	4,2	1,2
Helsinki	t	-5,3	-5,8	-2,7	2,7	9,3	14,4	17,4	15,8	11,0	5,8	1,2	-2,8	5,1
	δ	3,8	3,8	2,6	1,5	1,7	1,7	1,8	1,5	1,6	1,9	2,1	3,3	1,1
Łódź	t	-2,9	-2,0	1,8	7,3	13,0	16,3	17,9	17,0	13,1	8,0	2,9	-0,9	6,4
	δ	3,3	3,5	2,4	1,8	1,7	1,4	1,3	1,3	1,4	1,7	2,0	2,2	0,8
Budapeszt	t	-0,6	1,4	6,2	11,6	16,7	19,9	21,8	21,0	17,0	11,3	5,5	1,5	1,1
	δ	2,7	2,7	2,2	1,6	1,6	1,3	1,3	1,3	1,6	1,5	1,9	2,0	0,7
Saloniki	t	5,8	7,3	10,3	14,7	19,6	23,7	26,2	25,9	22,2	17,0	11,9	7,7	16,0
	δ	1,9	2,0	1,7	1,2	1,4	0,9	0,9	1,0	1,4	1,4	1,8	1,7	0,5
Ateny	t	9,2	9,7	11,5	15,3	19,9	24,4	27,2	27,0	23,4	18,8	14,5	11,1	17,7
	δ	1,4	1,7	1,5	1,2	1,3	1,1	0,9	1,1	1,2	1,4	1,6	1,4	0,5

Wpływy, jakie wywierają często występujące głębokie cyklony, silne wyże lub jednocześnie głębokie nize i silne wyże na warunki termiczne chłodnej połowy roku w Europie, odzwierciedlają współczynniki korelacji zamieszczone w tabeli 2. Wskaźnik częstości głębokich niżów (S_C) najlepiej skorelowany jest z temperaturą w styczniu w środkowej i północnej Europie. Współczynniki korelacji osiągają wówczas statystycznie istotną wartość powyżej $r = 0,50$. Najsilniej związek ten zaznacza się dla stacji Łódź, Budapeszt i Haparanda.

Dla stacji w Europie południowej zależności są statystycznie nieistotne, co oznacza, że głębokie niżę północnoeuropejskie nie wywierają znaczącego wpływu na reżim termiczny południowej Europy. Także w innych miesiącach nie ma żadnych znaczących związków statystycznych.

Bardzo silne związki korelacyjne istnieją między częstością występowania silnych antycyklonów w południowej i centralnej Europie (S_A) a temperaturą miesięcy zimowych. Dla stacji greckich (Ateny i Saloniki) współczynniki są ujemne (im więcej silnych wyżów tym chłodniejsze są tam zimy), ku północy zmieniają znak na dodatni. Na północy Półwyspu Skandynawskiego osiągają znów istotne statystycznie wartości, powyżej 0,30.

Związek między warunkami cyrkulacyjnymi opisanymi przez wskaźnik S_{AC} , przedstawiający sumę znormalizowanych liczb dni z silnymi wyżami i głębokimi niżami a warunkami termicznymi miesięcy zimowych (zwłaszcza w styczniu i w lutym) jest jeszcze bardziej wyrazisty (tab. 2).

Współzależności pomiędzy przebiegiem temperatury powietrza a omawianymi wskaźnikami cyrkulacji atmosfery najlepiej widoczne są w styczniu. Rycina 3 pokazuje, że w pełni zimy, reżim termiczny Europy północnej różni się zasadniczo od przebiegu temperatury w Europie południowej. Na przykład — relatywnie wysokie temperatury w styczniu w latach 1905–1915 na północy Europy odpowiadały wyjątkowo chłodnemu okresowi w południowej Europie (od Budapesztu na południe). Taki reżim termiczny ukształtowany był w okresie bardzo wzmożonej częstości występowania silnych wyżów na południu, a także pewnego zwiększania się aktywności silnych cyklonów.

Jeśli tylko same cyklony na północy wykazują większą częstość i nie towarzyszy temu jakiś szczególny wzrost częstości antycyklonów, to ocieplenie w zimie obejmuje tylko północną i środkową Europę (np. w dekadzie lat 70.). Wielkie ochłodzenie w latach 40. zaznaczyło się w całej Europie, najwyraźniej w szerokościach geograficznych od 60° do 40°N. Zbiegło się to z obniżaniem się wskaźnika częstości głębokich cyklonów oraz względnie małą liczbą aktywnych antycyklonów południowych. Znajduje to wyraz w postaci wyjątkowo niskich wartości wskaźnika S_{AC} — co odpowiada osłabieniu cyrkulacji strefowej i wpływów oceanicznych. Następuje wówczas automatyczny niejako wzrost kontynentalizmu termicznego. Wyjątkowo ostre zimy i letnie susze na kontynentach — w tym przypadku w centralnej Europie — spowodowane są osłabieniem cyrkulacji strefowej i osłabieniem transportu pary wodnej na kontynent euroazjatycki (Sazonov 1991), a więc są przejawem wzrostu kontynentalizmu.

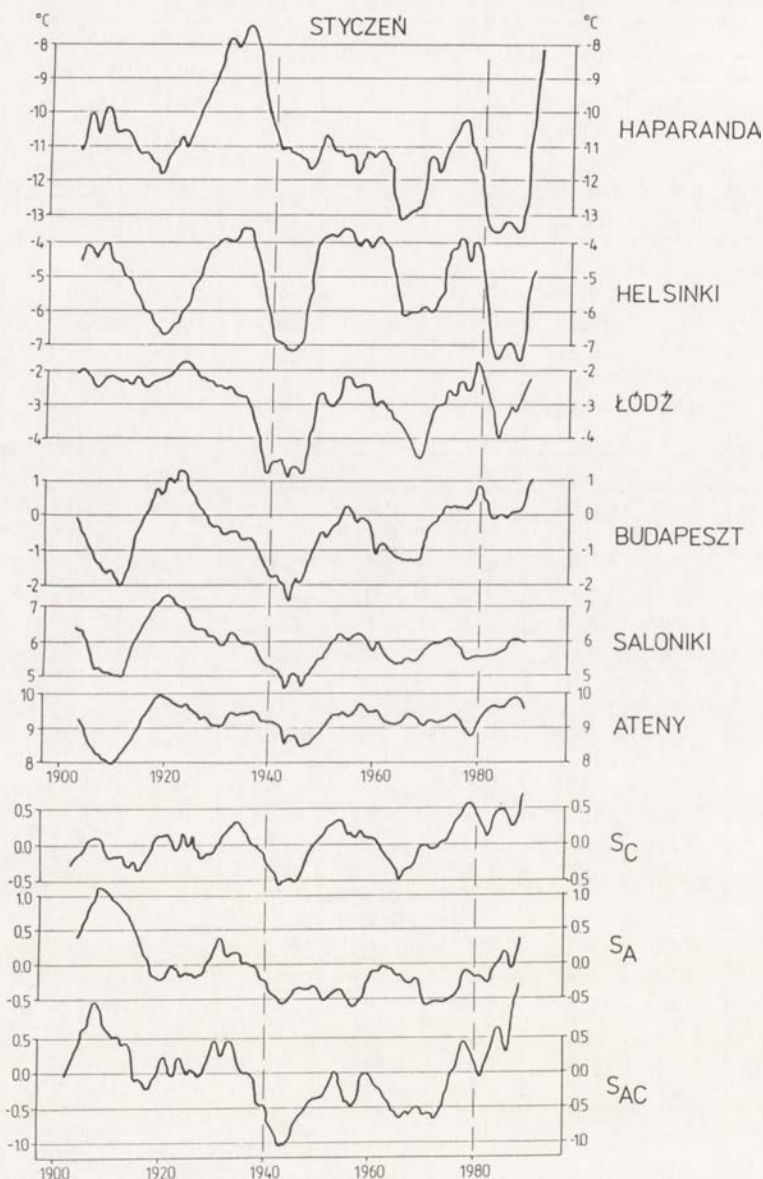
Ostatnie 40 lat cechuje się wyjątkowo małymi wahaniami temperatury w Europie południowej, a średnia w tym okresie nie różni się od średniej dla całego 91-letniego okresu. Na północnych krańcach Europy w styczniu, w ostatnich kilkudziesięciu latach, było przeciętnie chłodniej niż w pierwszej połowie badanego okresu. Wahanie temperatury powietrza na stacjach północnej i środkowej Europy układały się koincydentnie, a ocieplenie końca lat osiemdziesiątych najwyraźniej zaznaczyło się w północnej Europie. Zbiega się ono z wysokim poziomem wskaźnika S_A (oczywiście także S_{AC}), tj. z fazą nasilenia się wpływów oceanicznych, dającą zawsze względnie łagodne zimy w centralnej i północnej Europie.

Tabela 2. Współczynniki korelacji między średnimi miesięcznymi wartościami temperatury powietrza wybranych stacji (południkowy przekrój przez Europę) i wskaźnikami cyrkulacji S_A , S_C , S_{AC} , S_{AAC} , S_{ACC}
 Correlation coefficient between mean monthly temperature in selected stations (meridional cross-section through Europe) and circulation indexes S_A , S_C , S_{AC} , S_{AAC} , S_{ACC}

	I	II	III	X	XI	XII	I-II	I-III
S_C								
Haparanda	0,41	0,61	0,54	0,15	0,10	0,06	0,56	0,60
Helsinki	0,55	0,18	0,10	0,19	0,01	0,14	0,37	0,28
Łódź	0,63	0,49	0,53	0,23	0,19	0,25	0,58	0,59
Budapeszt	0,51	0,33	0,40	0,18	-0,00	0,14	0,45	0,47
Saloniki	0,18	-0,05	0,12	-0,09	-0,27	-0,19	-0,01	-0,05
Ateny	0,01	-0,22	0,03	-0,11	-0,25	-0,17	-0,20	-0,23
S_A								
Haparanda	0,37	0,49	0,30	-0,04	0,06	0,15	0,49	0,55
Helsinki	0,34	-0,08	-0,14	0,14	-0,11	0,00	0,19	0,09
Łódź	0,20	0,14	0,16	-0,12	-0,04	-0,04	0,30	0,33
Budapeszt	-0,05	-0,01	0,07	-0,03	-0,28	-0,26	0,05	0,13
Saloniki	-0,33	-0,43	-0,20	-0,33	-0,39	-0,45	-0,37	-0,29
Ateny	-0,52	-0,67	-0,70	-0,32	-0,44	-0,45	-0,62	-0,58
S_{AC}								
Haparanda	0,48	0,66	0,50	0,07	0,10	0,14	0,61	0,65
Helsinki	0,54	0,15	-0,02	0,24	-0,05	0,09	0,32	0,21
Łódź	0,51	0,38	0,41	0,10	0,09	0,13	0,51	0,49
Budapeszt	0,27	0,18	0,28	0,02	-0,17	-0,07	0,29	0,34
Saloniki	-0,09	-0,29	-0,04	-0,30	-0,41	-0,42	-0,22	-0,20
Ateny	-0,30	-0,53	-0,21	-0,31	-0,44	-0,41	-0,47	-0,46
S_{ACC}								
Haparanda	0,47	0,67	0,54	0,11	0,10	0,12	0,61	0,65
Helsinki	0,57	0,10	0,02	0,23	-0,02	0,11	0,35	0,24
Łódź	0,57	0,44	0,47	0,18	0,14	0,19	0,55	0,56
Budapeszt	0,38	0,25	0,34	-0,06	-0,11	0,01	0,36	0,40
Saloniki	0,01	-0,21	0,01	-0,23	-0,37	-0,34	-0,15	-0,15
Ateny	-0,19	-0,43	-0,12	-0,24	-0,39	-0,34	-0,39	-0,39
S_{AAC}								
Haparanda	0,46	0,62	0,44	0,03	0,09	0,15	0,58	0,62
Helsinki	0,49	0,08	-0,07	0,21	-0,07	0,05	0,35	0,21
Łódź	0,41	0,30	0,33	0,01	0,04	0,07	0,44	0,46
Budapeszt	0,15	0,11	0,21	-0,05	-0,22	-0,16	0,20	0,28
Saloniki	-0,19	-0,36	-0,10	-0,34	-0,42	-0,45	-0,29	-0,26
Ateny	-0,41	-0,61	-0,29	-0,33	-0,47	-0,45	-0,55	-0,51

Przytoczone w pracy wyliczenia dokumentują w pełni ważne klimatologiczne znaczenie wyjątkowo aktywnych układów cyrkulacyjnych i potwierdzają przydatność wskaźników Sazonova dla analizy termiki okresu zimowego w zależności od warunków cyrkulacji. W tym świetle wydaje się również

uzasadnione podjęcie badań zmierzających do określenia skutków termicznych zmiennego zasięgu oddziaływania głębokich północnoatlantyckich nizin w kontekście blokującej roli zimowego wyżu euroazjatyckiego.



Ryc. 3. Przebieg temperatury stycznia na kilku europejskich stacjach w przekroju południkowym oraz indeksów cyrkulacji S_A , S_C , S_{AC} (średnie ruchome 11-elementowe)

The course of temperature in January in several European stations and indices of circulation S_A , S_C , S_{AC} (11-elements moving averages)

LITERATURA

- Arseni-Papadimitriou A. 1973, *On the annual variations of air temperature in Athens, 1858–1972*, Sc. Ann. Fac. Phys. and Math. Univ. Thessaloniki, 325–346.
- Giles B., Flocas A. 1984, *Air temperature variations in Greece, Part 1*, Journ. Climat., 4, 531–540.
- Hetmanova G.F, Sazanov B.I. 1992, *Issledovanie svyazi čisla dnei s glubokimi cyklonami s usloviami formirovaniya surovych zim w Evrazji i mussonov v Indii*, Trudy GGO, 541, 16–21.
- Kłysik K. 1993, *Circulation activity in European middle latitudes zone and long-term thermic conditions in Poland*, (w:) Int. Conf. 31.V–1.VI.93 *Global warming and contemporary climatic changes in Poland*, Univ. of Szczecin, 233–243.
- Sazonov B.I. 1991, *Surovyje zimy i zasuchi*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Vitels L.A. 1965, *Charakteristiki bariko-cirkulacionnogo režima*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

ZMIENNOŚĆ OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W CIEPŁEJ PORZE ROKU W KARPATACH

VARIABILITY OF THE PRECIPITATION IN THE WARM HALF-YEAR IN CARPATHIANS

ELŻBIETA CEBULAK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
ul. P. Borowego 14, 30-215 Kraków

Abstract: The time course of precipitation in the warm half-year (May-October) for selected Carpathian regions (i.e. Tatra Mts, Beskid Sądecki, Wieliczka Foothill, Bieszczady) was analyzed. Forty years precipitation series from the period of 1951–1990 were the base for considerations. The measurement series for June, July and August were extended up to 1994. Precipitation course smoothed by 10-years moving averages shows decreasing tendency in the last decade particularly during summer.

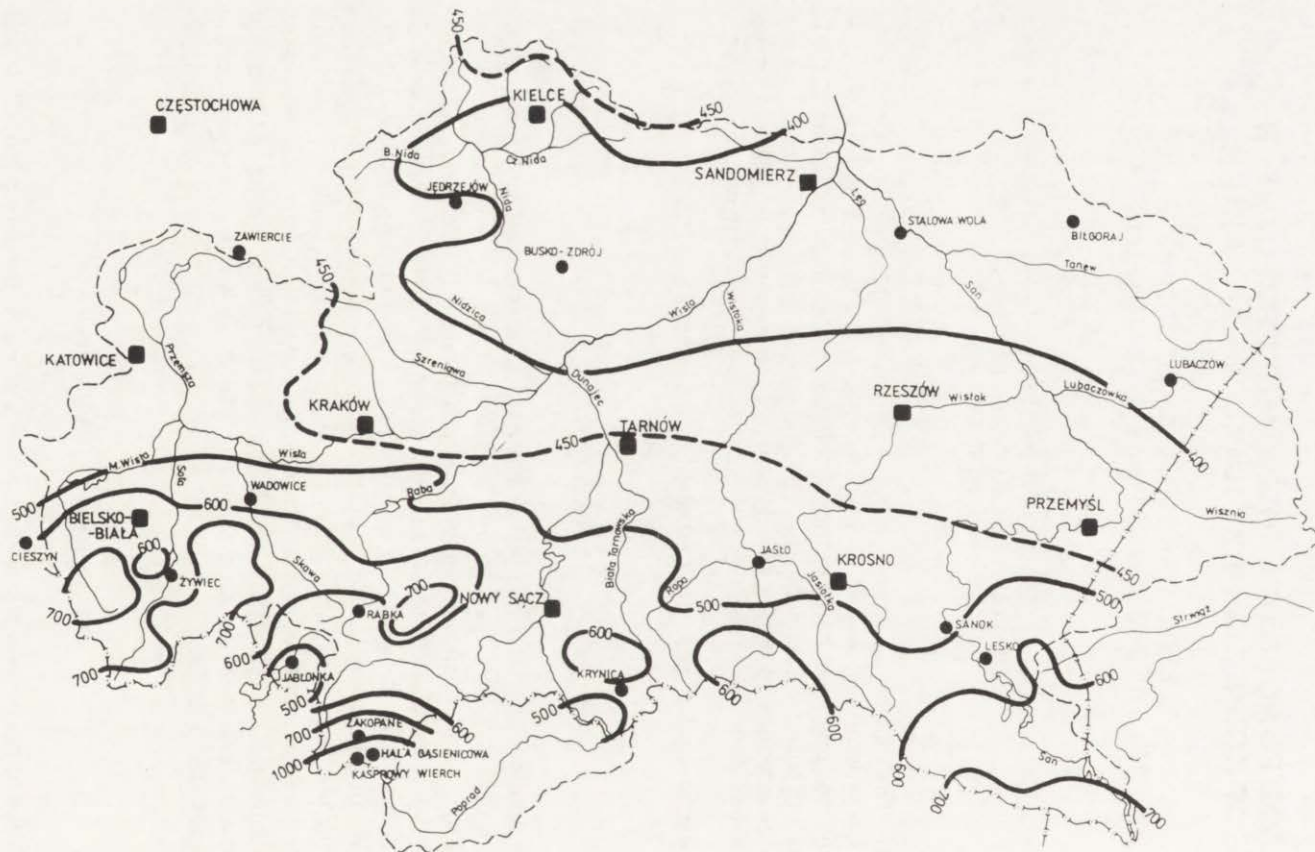
Key words: precipitation, climate variability, Carpathians.

WSTĘP

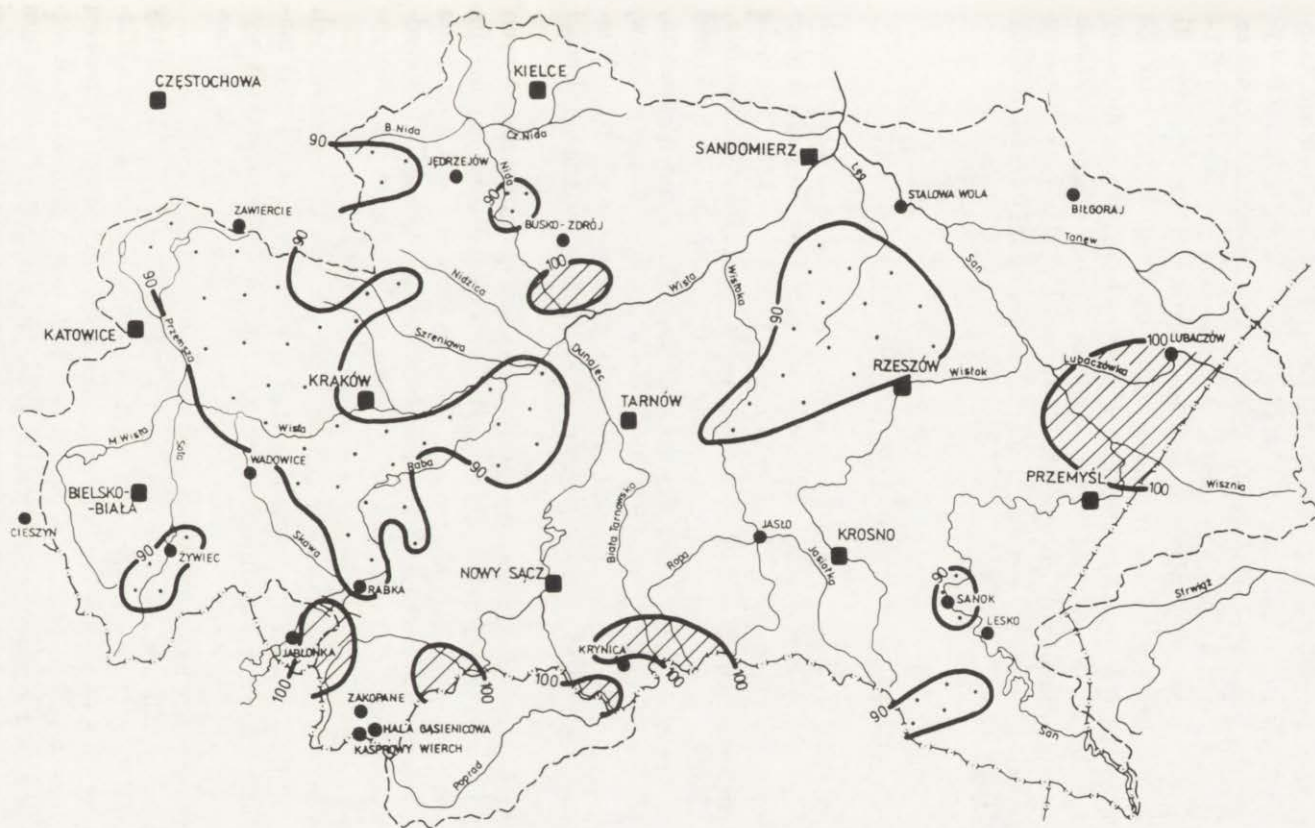
Sumy opadów atmosferycznych w Karpatach odznaczają się zmiennością czasową i przestrzenną szczególnie wyraźnie w ciepłej porze roku. Do tej pory brakuje jednak opracowań obejmujących dane z ostatnich lat, uważanych za dość wyjątkowe. Dlatego celem niniejszego komunikatu jest przedstawienie wstępnych wyników dotyczących współczesnych tendencji opadów na terenie Karpat. Według K. Kozuchowskiego (1985) w świetle danych 50-letnich (1931–1980), na obszarze Karpat, zwłaszcza w ich części zachodniej, występują tendencje rosnące opadów. Seria pomiarowa opracowana przez tego autora kończy się jednak na roku 1980, po którym sumy opadów ulegały znacznemu zmniejszeniu. Badania Z. Kaczorowskiej (1962) obejmują okres znacznie wcześniejszy 1900–1959.

MATERIAŁY I WYNIKI

Podstawę opracowania stanowią wartości opadów atmosferycznych w półroczu letnim (V–X) z okresu 1951–1990 ze 150 stacji z obszaru dorzecza górnej Wisły. Zróznicowanie przestrzenne opadów wyraźnie nawiązuje do



Ryc. 1. Średnie sumy opadów półrocza letniego (V-X) w okresie 40-letnim (1951-1990), w dorzeczu górnej Wisły (mm)
 Average precipitation of warm half-year (V-X) in the forty-year period (1951-1990) in the Upper Vistula Basin (in mm)



Ryc. 2. Średnie sumy opadów półrocza letniego (V-X) w okresie 10-letnim (1981-1990) w procentach średniej sumy wieloletniej (1951-1990)
 Average precipitation of warm half-year (V-X) in the ten-year period (1981-1990) in percentage of the mean of the period 1951-1990
 in the Upper Vistula Basin

rzeźby terenu (ryc. 1). Średnie sumy opadów w półroczu letnim w okresie 40-letnim 1951–1990 wynoszą od 400 mm na przedpolu Karpat, powyżej 700 mm w partiach wierzchowiowych Beskidu Śląskiego, Żywieckiego, Gorcech i Bieszczadach, do ponad 1000 mm w Tatrach. Kotliny śródgórskie wyróżniają się mniejszymi wartościami opadów. Przeprowadzona analiza porównawcza opadów 10-lecia 1981–1990 i 40-letniej serii pomiarowej 1951–1990 wskazuje na zmniejszanie sum opadów w ostatnim 10-leciu (ryc. 2) na terenie całego dorzecza Wisły. Średnie wartości opadów półroczu letniego z okresu 1981–1990 były niższe od średnich wieloletnich. Tylko lokalnie sumy opadów osiągnęły wartości bliskie normy. Znacznie niższe opady w okresie 1981–1990 (poniżej 90% średnich wartości 40-letnich) wystąpiły w dorzeczu Raby poniżej Rabki, oraz na przedpolu Karpat w centralnej części Kotliny Sandomierskiej.

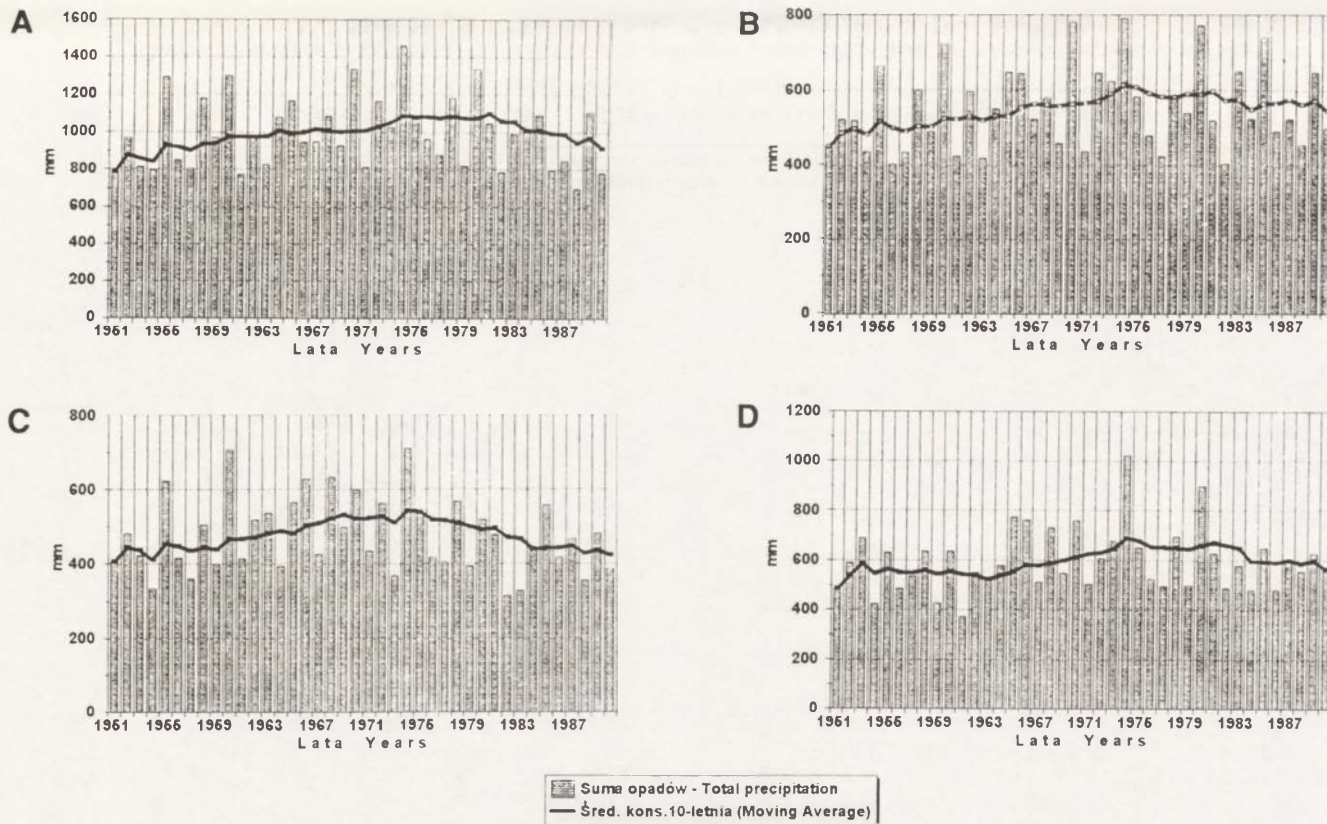
ZMIENNOŚĆ OPADÓW W KARPATACH

Zmienność czasową opadów w półroczu letnim na przestrzeni 40 lat przedstawiono na przykładzie wybranych regionów Karpat: Tatr, Beskidu Sądeckiego, Pogórza Wielickiego i Bieszczadów. Dla Tatr i ich przedpola uwzględniono 7 stacji: Dolina Pięciu Stawów, Hala Ornak, Hala Gąsienicowa, Kasprowy Wierch, Kościelisko Kiry, Morskie Oko, Zakopane. W Beskidzie Sądeckim wybrano 6 stacji: Huta, Krynica, Łabowa, Muszyna, Piwniczna, Wojkowa. Na Pogórzu Wielickim liczono średnie opady z 7 stacji: Gdów, Igołomia, Libertów, Kraków Obserwatorium UJ, Siepraw, Radziszów, Wieliczka. W Bieszczadach zestawiono sumy opadów z 6 stacji: Baligród, Brzegi Dolne, Cisna, Lesko, Myczkowce, Wetlina.

Dane z tych stacji uśredniono bez uwzględniania wag dla poszczególnych stacji, gdyż nie chodziło o uzyskanie dokładnych wartości sum opadów dla regionów, a wyłącznie o zbadanie zmienności opadów w czasie. Uśrednienie danych z kilku stacji pozwala na zmniejszenie ewentualnych niejednorodności, z którymi zawsze można się spotkać przy analizie danych z pojedynczych stacji.

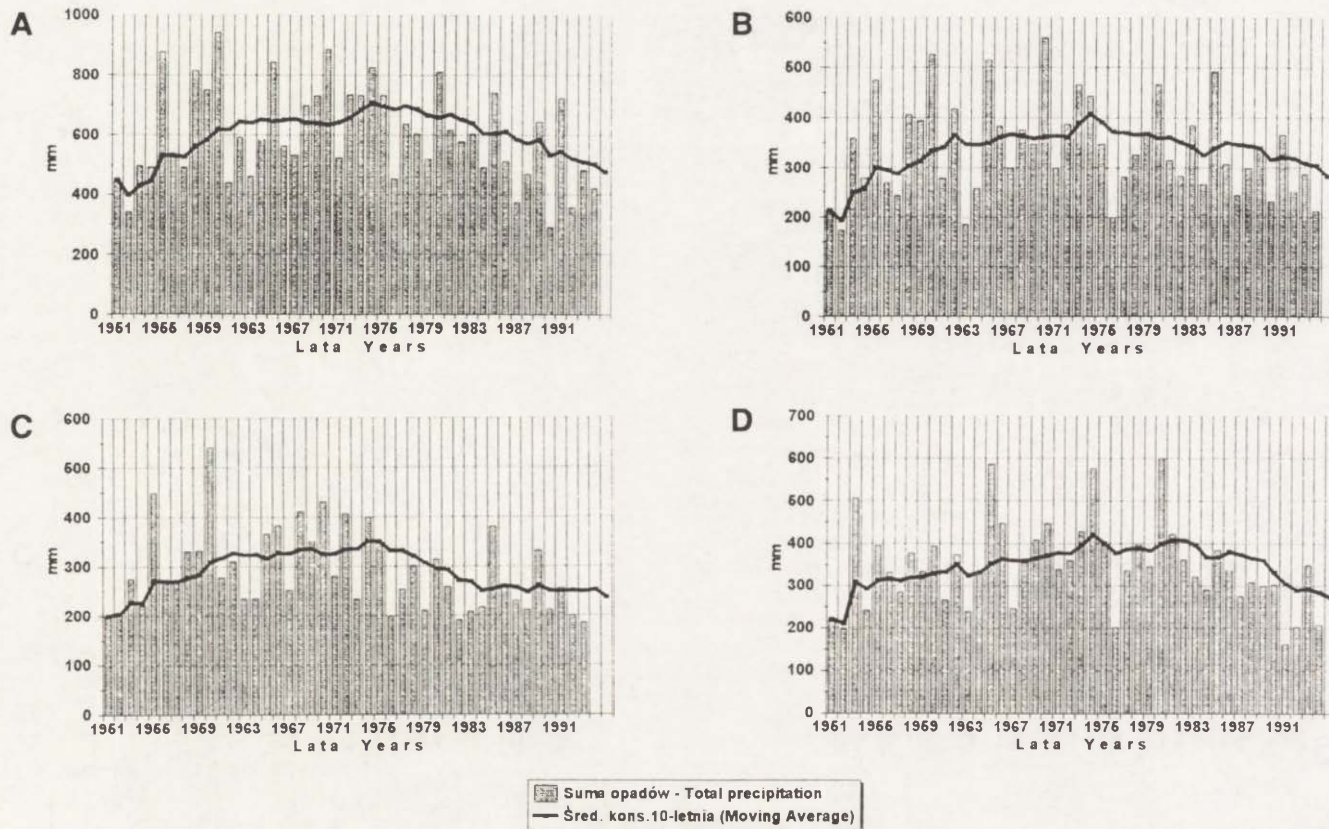
Analiza przebiegu sum opadów w półroczu letnim (ryc. 3), wyrównanych za pomocą 10-letnich średnich konsekwentnych, wskazuje na tendencję malejącą opadów. Zauważa się zmniejszanie sum opadów we wszystkich wybranych regionach, po wyraźnej kulminacji w latach 70. (powódzie w Karpatach) i mniejszej w roku 1980.

Największy udział w opadach w cieplej porze roku (V–X) mają opady letnie (VI–VIII). Dla tych samych wybranych regionów Karpat: Pogórza Wielickiego, Beskidu Sądeckiego, Tatr i Bieszczadów zbadano zmienność czasową na podstawie przebiegu opadów w lecie (VI–VIII), przy czym okres obserwacyjny wydłużono o dane z ostatnich lat 1991–1994 (ryc. 4). Przebieg sum opadów w ciągu lata jest podobny jak w całym półroczu ciepłym, ale wyraźniej zaznaczone są okresy kulminacji i spadków opadów. Zauważa się zmniejszanie wartości opadów we wszystkich wybranych regionach, szczególnie w ostatnich



Ryc. 3. Przebieg sum opadów półroczna letniego (V-X) w okresie 40-letnim 1951–1990 dla wybranych rejonów
 A — Tatry, B — Beskid Sądecki, C — Pogórze Wielickie, D — Bieszczady

Course of precipitation in warm half-year in the forty-year period 1951–1990 for selected Carpathian regions
 A — Tatra Mts, B — Beskid Sądecki, C — Wieliczka Foothill, D — Bieszczady



Ryc. 4. Przebieg sum opadów lata (VI-VIII) w okresie 44-letnim 1951-1994 dla wybranych rejonów

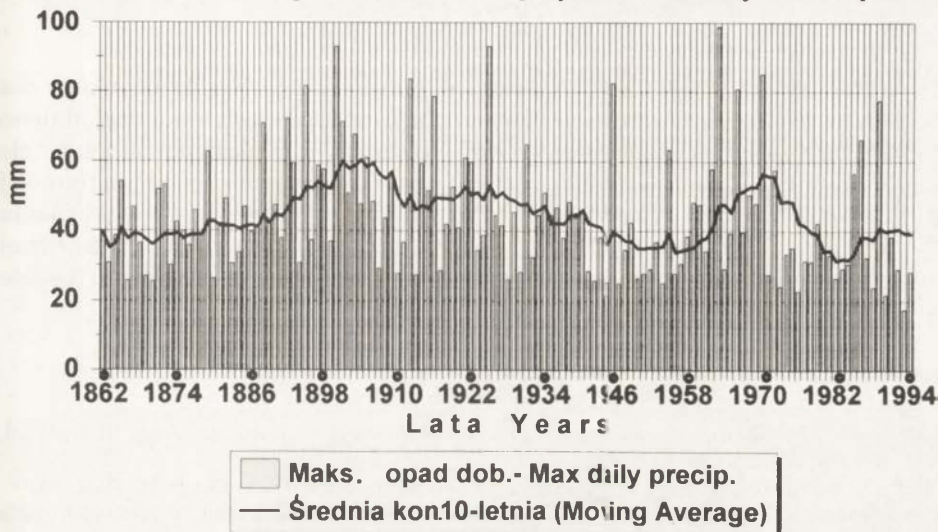
A — Tatry, B — Beskid Sądecki, C — Pogórze Wielickie, D — Bieszczady

Course of summer precipitation (VI-VIII) in forty four-year period 1951-1994 for selected Carpathian regions

A — Tatra Mts, B — Beskid Sądecki, C — Wieliczka Foothill, D — Bieszczady

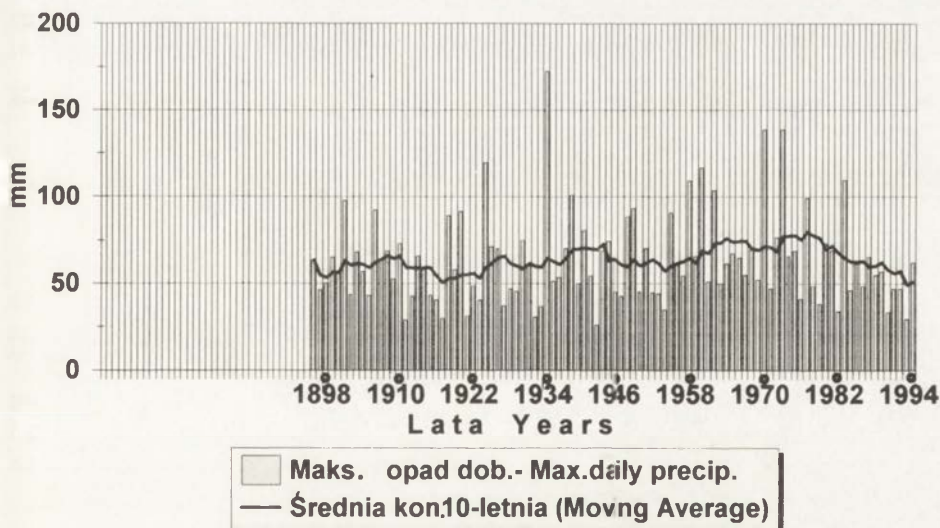
latach (susze letnie 1992 i 1994). Jedynie na Płgórzu Wielickim od połowy lat 80. opady lata nie wykazują wyraźnych tendencji i pozostają na tym samym poziomie. Trudno na razie wyjaśnić przyczyny tego zjawiska.

Najwyższe sumy dobowe opadów występują przeważnie w cieplej porze roku. Przebieg maksymalnych dobowych sum opadów (jedna najwyższa suma dobowa opadu w roku) przedstawiono na przykładzie dłuższych serii pomia-



Ryc. 5. Przebieg maksymalnych opadów dobowych w Kńkowie Obserwatorium UJ w okresie 1862–1994

Course of maximum daily precipitation in Cracow in the period 1862–1994



Ryc. 6. Przebieg maksymalnych opadów dobowych w Zakopanem w okresie 1896–1994

Course of maximum daily precipitation in Zakopane in the period 1896–1994

rowych: Zakopanego (od 1896 r.) i Krakowa (od 1862 r.). Zauważa się wyraźny spadek tych opadów w Zakopanem po kulminacji w latach 70. (ryc. 6). W Krakowie (ryc. 5), po minimum na przełomie lat 70. i 80. zauważa się niewielki wzrost najwyższych sum dobowych opadów utrzymujący się do chwili obecnej (Cebulak 1994).

PODSUMOWANIE

Niniejszy komunikat na charakter wstępny i podaje wyniki uzyskane dla czterech wybranych obszarów w Karpatach. W opracowaniu nie uwzględniono związków wysokości opadów z ekspozycją terenu, wskazano tylko na tendencje zmian sum opadów w ciepłej porze roku, w świetle 44-letniej serii pomiarowej z okresu 1951–1994. Analiza czasowa opadów półrocza letniego wykazała tendencje spadkowe sum opadów w Karpatach w ostatnich latach. Bardziej szczegółowa analiza zmienności opadów na obszarze całych Karpat będzie przedmiotem osobnej pracy.

LITERATURA

- Cebulak E. 1994, *Zmienność maksymalnych opadów dobowych w dorzeczu górnej Wisły*, Wiad. IMGW, XVII, 1, 83–91.
- Kaczorowska Z. 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geogr. IG PAN, 33.
- Koźuchowski K. 1985, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881–1980*, Acta Univ. Lodz., 48.

PRZEBIEG ROCZNY PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO W LUBLINIE

ANNUAL COURSE OF GLOBAL RADIATION IN LUBLIN

EUGENIUSZ FILIPIUK

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

Abstract. The paper examines the values of daily sums of global solar radiation for the period 1975–1993. Average daily, monthly, seasonal and annual sums of global radiation, as well as their variability (standard deviation and coefficient of variability) were studying. In the analysis of the influence of atmospheric circulation on global radiation, Lityński's classification of circulation types was used. Two periods of reduced values of solar radiation were distinguished in June, whose occurrence relates increasing of the activity of the European Monsoon. A decreasing tendency of the monthly sums of global radiation was observed, especially in September and in summer months (June–August). The principal features of the annual course of global radiation are shaped by astronomical factors (changes in declination of the Sun and the related changes in the duration of the day; changes in the altitude of upper culmination of the Sun) and geographical factors (latitude). On the other hand, year-to-year variability of global radiation and the irregularities in the curve of the annual course of global radiation are mainly caused by changes in atmospheric circulation, expressed by changes in the frequency of circulation types, which variously influence the amount of incoming solar radiation to the Earth's surface.

Key words: global radiation, atmospheric circulation, tendency of variability.

WSTEP

Promieniowanie słoneczne docierające do powierzchni Ziemi jest jednym ze składników bilansu promieniowania oraz bilansu cieplnego. Decydujące znaczenie w kształtowaniu ilości energii słonecznej dopływającej do powierzchni Ziemi ma promieniowanie całkowite, składające się z promieniowania bezpośredniego i rozproszonego. Celem pracy jest analiza zmienności czasowej i przedstawienie trendu zmian promieniowania słonecznego w Lublinie w okresie 1975–1993.

MATERIAŁ I METODA OPRACOWANIA

W opracowaniu wykorzystano wartości sum dobowych całkowitego promieniowania słonecznego z okresu 1975–1993. Przyrządem mierzącym promieniowanie był solarymetr integrator CC1 firmy Kipp & Zonen, którego część recepcyjna jest zainstalowana na tarasie obserwacyjnym Obserwatorium Meteorologicznego UMCS na wysokości 20,7 m nad powierzchnią gruntu. Dzięki takiemu usytuowaniu przyrządu horyzont fizyczny niewiele odbiegał od idealnego i nie zakłócał rejestracji promieniowania słonecznego. Pomiar całkowitego promieniowania słonecznego w Lublinie rozpoczęto dopiero w 1975 r. i dlatego do opracowania przyjęty został niestandardowy okres 19-letni. Błąd standardowy wartości średnich wyznaczonych na podstawie okresu 19-letniego jest tylko o 2,6% większy niż z okresu 20-letniego.

Wyniki pomiarów promieniowania wyrażone w cal cm^{-2} zostały przeliczone na obowiązujące obecnie jednostki układu SI tzn. MJ m^{-2} . W celu przeanalizowania przebiegu rocznego obliczono dla każdego dnia roku średnią wieloletnią sumę całkowitego promieniowania słonecznego. Obliczone zostały także sumy miesięczne, sezonowe i roczne promieniowania całkowitego, ich wartości średnie wieloletnie, a także miary zmienności (odchylenie standardowe i współczynnik zmienności); określono też wartości ekstremalne w rozpatrywanym okresie. Przy analizie wpływu cyrkulacji atmosferycznej na wielkość sum dobowych i miesięcznych promieniowania całkowitego wykorzystano klasyfikację typów cyrkulacji Lityńskiego (1969).

ZMIENNOŚĆ CZASOWA SUM MIESIĘCZNYCH PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO W LUBLINIE

Najniższa suma miesięczna promieniowania występuje w Lublinie w grudniu ($48,8 \text{ MJ m}^{-2}$), a najwyższa w lipcu ($501,8 \text{ MJ m}^{-2}$). Dużymi wartościami sum miesięcznych promieniowania, przekraczającymi 400 MJ m^{-2} , cechuje się okres od maja do sierpnia. Podczas tych czterech miesięcy do powierzchni czynnej dociera 1920 MJ m^{-2} , co stanowi 58,5% sumy rocznej promieniowania całkowitego. Bardzo małe sumy miesięczne promieniowania całkowitego (50 – 75 MJ m^{-2}) występują w okresie od listopada do stycznia. Analizując sumy sezonowe całkowitego promieniowania słonecznego w Lublinie można zauważyć, że w lecie są one prawie sześciokrotnie większe niż w zimie, zaś wiosną dwukrotnie większe niż jesienią. W okresie wiosenno-letnim do powierzchni czynnej dociera nieco ponad $3/4$ (76,4%) sumy rocznej promieniowania całkowitego, czyli ponad trzykrotnie więcej niż w okresie jesienno-zimowym.

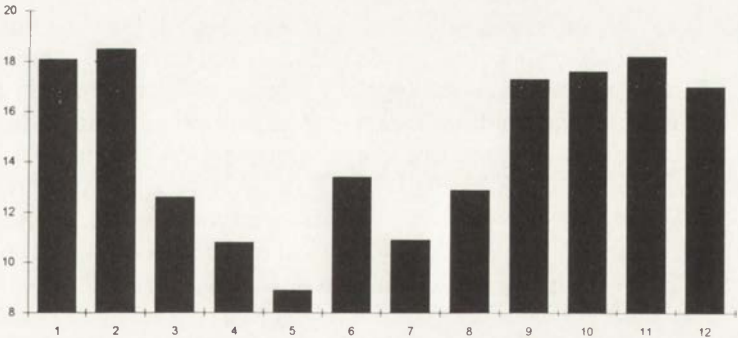
Zwraca uwagę bardzo duże zróżnicowanie sum miesięcznych promieniowania całkowitego w ciągu roku. Średnia wieloletnia suma promieniowania w lipcu jest ponad dziesięciokrotnie wyższa niż w grudniu. Dużej zmienności sum miesięcznych promieniowania w ciągu roku towarzyszy ich niewielka zmienność z roku na rok — współczynniki zmienności (V_s) mieszczą się w zakresie od 8,9% w maju do 18,5% w lutym. Wyraźnie zaznaczają się jednak

dwa okresy różniące się znacznie pod względem stopnia zmienności sum miesięcznych promieniowania całkowitego tj. okres wiosenno-letni (III–VIII) o zmienności — 8,9–13,4% i okres jesienno-zimowy (IX–II) o zmienności — 17,3–18,5% (ryc. 1)

Tabela 1. Sumy miesięczne, sezonowe i roczne całkowitego promieniowania słonecznego w Lublinie w latach 1975–1993 (MJ m⁻²)
 Monthly, seasonal and annual sums of global radiation (MJ m⁻²) in Lublin in the period 1975–1993

Okres	<i>m</i>	<i>m_d</i>	<i>s</i>	<i>V_s</i>	Mini- mum	Rok	Maksi- mum	Rok
I	71,4	2,30	12,95	18,1	47,2	1988	90,4	1985
II	126,3	4,51	23,37	18,5	82,6	1980	177,0	1976
III	241,1	7,78	30,38	12,6	174,0	1985	288,6	1982
IV	348,2	11,61	37,53	10,8	286,9	1978	432,6	1988
V	487,6	15,73	43,57	8,9	421,0	1984	569,9	1982
VI	493,5	16,45	66,04	13,4	379,6	1980	626,6	1976
VII	501,9	16,19	54,60	10,9	397,9	1980	666,1	1976
VIII	436,6	14,08	56,23	12,9	348,3	1980	576,6	1975
IX	279,7	9,32	48,49	17,3	207,1	1988	406,3	1975
X	173,7	5,60	30,54	17,6	128,3	1992	238,5	1979
XI	75,13	2,50	13,69	18,2	52,2	1981	97,1	1984
XII	48,80	1,57	8,30	17,0	37,2	1993	63,5	1975
Rok	3283,97	9,00	241,64	7,4	2830,1	1980	3901,8	1976
Wiosna	1076,95	11,71	69,83	6,5	956,4	1991	1216,8	1982
Lato	1431,85	15,56	144,49	10,1	1125,8	1980	1801,3	1976
Jesień	528,55	5,81	63,04	11,9	425,0	1978	636,7	1975
Zima	242,58	2,70	33,19	13,7	189,1	1988	326,5	1976

m — średnia wieloletnia suma miesięczna (sezonowa, roczna)
m_d — średnia suma dobowa w danym okresie
s — odchylenie standardowe
V_s — współczynnik zmienności



Ryc. 1. Przebieg roczny współczynnika zmienności sum miesięcznych promieniowania całkowitego w Lublinie
 Annual course of variability coefficient of monthly sums of global radiation in Lublin

Roczny przebieg zmian współczynnika zmienności sum miesięcznych promieniowania całkowitego cechuje się dużą regularnością — stopień zmienności maleje od lutego do maja, a następnie wzrasta osiągając drugorzędne maksimum w listopadzie. Wyjątek stanowi czerwiec, w przypadku którego współczynnik zmienności ($V_s = 13.4\%$) jest wyraźnie większy niż w sąsiednich miesiącach (w maju $8,9\%$ i w lipcu $10,9\%$). Zwiększony stopień zmienności spowodowany został trzykrotnym (w badanym okresie) wystąpieniem w czerwcu bardzo niskich sum promieniowania całkowitego $380\text{--}400 \text{ MJ m}^{-2}$ (tab. 2). Wartości zawarte w tabeli 2 pokazują, że najniższe sumy promieniowania całkowitego wystąpiły w miesiącu o zachmurzeniu przekraczającym wartość średnią wieloletnią i o usłonecznieniu względnym znacznie niższym od średniej wieloletniej. Przy prawie nie zmieniających się z roku na rok warunkach oświetlenia Ziemi, czynnikami różnicującymi dopływ całkowitego promieniowania słonecznego są przede wszystkim zachmurzenie nieba i związane z nim usłonecznienie względne.

Tabela 2. Promieniowanie całkowite, zachmurzenie, usłonecznienie względne oraz częstość typu cyrkulacji NWc w czerwcu w Lublinie
Global radiation, cloudiness, relative sunshine duration and frequency of circulation type NWc in June in Lublin

Rok	Promieniowanie całkowite (MJ m^{-2})	Zachmurzenie ogólne (%)	Usłonecznienie względne (%)	Częstość typu cyrkulacji NWc
1980	379,6	71	30,3	7
1985	388,6	86	21,7	9
1988	396,6	80	26,8	0
1975-1993	493,5	67	39,8	2,17

Pogoda z dużym zachmurzeniem ogólnym i małym usłonecznieniem względnym występuje w czerwcu przy typach cyrkulacji NWc — tzn. cyrkulacji północno-wschodniej cyklonalnej i NEc — cyrkulacji północno-zachodniej cyklonalnej (Kaszewski 1992). Średnia wieloletnia częstość typu cyrkulacji NWc w czerwcu w latach 1975–1992 wyniosła 2,2 dni. Czerwiec w latach 1980 i 1985 cechował się znacznie większą częstością tego typu cyrkulacji (odpowiednio 7 i 9 dni). Podczas tych 16 dni średnie zachmurzenie ogólne miało wartość 76% , usłonecznienie rzeczywiste $4,4 \text{ godz.}$, a usłonecznienie względne $26,3\%$. W związku z tym, średnia dobową sumą promieniowania była wówczas o $3,0 \text{ MJ m}^{-2}$ niższa od wartości średniej wieloletniej i wynosiła $13,46 \text{ MJ m}^{-2}$. Natomiast w czerwcu 1988 roku typ cyrkulacji NWc nie wystąpił, a mimo to suma miesięczna promieniowania była stosunkowo mała. Przyczyną tego było wystąpienie aż 15 dni (6–22 VI) z cyrkulacją północno-wschodnią cyklonalną (typ NEc), której towarzyszyła pogoda z dużym zachmurzeniem ogólnym (80%) oraz małym usłonecznieniem rzeczywistym ($4,9 \text{ godz.}$) i względnym ($29,6\%$), a przez to ze zmniejszonymi sumami dobowymi promieniowania całkowitego ($13,65 \text{ MJ m}^{-2}$).

TREND ZMIAN PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO W LUBLINIE

W okresie 1975–1993 stwierdzono wyraźną, istotną statystycznie, tendencję spadkową sum rocznych promieniowania całkowitego. Maleją one w ciągu roku o $18,1 \text{ MJ m}^{-2}$ (tab. 3). Największe nominalnie spadki sum sezonowych promieniowania całkowitego zaznaczają się w okresie letnim ($7,92 \text{ MJ m}^{-2}$ rok), a najmniejsze w okresie wiosennym ($1,94 \text{ MJ m}^{-2}$ rok). Najwyższą istotność statystyczną (na poziomie istotności $\alpha = 0,02$) wykazuje trend spadkowy w okresie zimowym.

Tabela 3. Parametry liniowych funkcji trendu promieniowania całkowitego w Lublinie
Coefficients of global radiation trend in Lublin

Okres	Współczynnik trendu ($\text{MJ m}^{-2}\text{rok}$)	Parametr "b" równania trendu (MJ m^{-2})	Współczynnik determinacji (%)	Statystyka t-Studenta	Poziom istotności
I	-0,98	80,3	17,5	1,896	0,1
II	-1,49	139,7	12,2	1,538	0,2
III	-1,32	253,0	5,6	1,007	
IV	-3,45	350,0	0,1	0,124	
V	-0,21	491,4	0,3	0,214	
VI	-0,42	515,7	4,2	0,860	
VII	-2,46	529,7	9,6	1,348	0,2
VIII	-3,10	457,9	5,3	0,976	
IX	-2,36	316,9	21,8	2,175	0,05
X	-0,01	173,8	0,0	0,006	
XI	-0,76	81,9	9,2	1,310	
XII	-0,86	56,5	31,9	2,820	0,02
Rok	-18,09	3446,8	16,8	1,854	0,1
Wiosna	-1,94	1094,4	2,3	0,634	
Lato	-7,92	1503,2	9,0	1,298	
Jesień	-4,90	572,6	18,1	1,938	0,1
Zima	-3,41	273,2	31,6	2,803	0,02

We wszystkich miesiącach (poza październikiem) sumy miesięczne promieniowania całkowitego w Lublinie wykazują tendencję spadkową — największą we wrześniu ($4,13 \text{ MJ m}^{-2}$ rok). Silne ich spadki wystąpiły również w miesiącach letnich (VI–VIII). Natomiast w miesiącach wiosennych (IV–V), trend spadkowy jest znacznie słabszy ($0,21$ – $0,42 \text{ MJ m}^{-2}$). Przyczyny trendów spadkowych promieniowania całkowitego w mieście można doszukiwać się przede wszystkim we wzrastającym zanieczyszczeniu powietrza, a zwłaszcza w zapyleniu (Hess i Olecki 1990).

Istnienie trendu spadkowego promieniowania całkowitego jest zgodne z wynikami badań nad zachmurzeniem nieba i usłonecznieniem w Lublinie. Wynika z nich, że od połowy XX wieku zaznacza się tendencja wzrostowa

zachmurzenia, wzrasta częstość dni pochmurnych, a maleje częstość dni pogodnych i bezchmurnych (Gluza i Kaszewski 1992), a także następuje spadek wartości usłonecznienia rzeczywistego i względnego oraz wzrost częstości dni bezsłonecznych (Gluza i Filipiuk 1993).

SUMY DOBOWE PROMIENIOWANIA CAŁKOWITEGO

Średnia dobową sumą promieniowania całkowitego w Lublinie w latach 1975–1993 wyniosła $9,0 \text{ MJ m}^{-2}$. Absolutne minimum dobowe promieniowania całkowitego ($0,086 \text{ MJ m}^{-2}$) zanotowano 4 I 1981 r., zaś absolutne maksimum ($33,1 \text{ MJ m}^{-2}$) — 1 VIII 1981 r.

Przebieg roczny sum dobowych promieniowania całkowitego przedstawiono na rycinie 2. Minimum przebiegu rocznego ($1,03 \text{ MJ m}^{-2}$) przypada na dzień 30 grudnia, a maksimum ($19,06 \text{ MJ m}^{-2}$) na 21 czerwca.



Ryc. 2. Przebieg roczny sum dobowych promieniowania całkowitego. Lublin, 1975–1993

Annual course of daily totals of global radiation, Lublin 1975–1993

W przebiegu rocznym można wyodrębnić 4 charakterystyczne okresy:

- 1) okres bardzo małych sum dobowych promieniowania całkowitego ($<3,5 \text{ MJ m}^{-2}$), trwający od 6 listopada do 4 lutego,
- 2) okres wzrostu sum dobowych promieniowania całkowitego, trwający od 5 lutego do 6 maja,
- 3) okres bardzo dużych sum dobowych promieniowania całkowitego ($12,5 \text{ MJ m}^{-2}$), trwający od 7 maja do 6 sierpnia,
- 4) okres spadku sum dobowych promieniowania całkowitego, trwający od 7 sierpnia do 5 listopada.

Wyodrębnione okresy odpowiadają 4 sezonom Roku Majów (Shaw 1926), który Crowe (1987) proponuje nazywać „rokiem insolacyjnym”. Granicznymi

datami sezonów Roku Majów są dni, kiedy deklinacja Słońca równa się $\pm 16^\circ$.

W okresie „insolacyjnego lata” (7 V–6 VIII) średnia dobową sumą promieniowania zmienia się w zakresie od $12,62 \text{ MJ m}^{-2}$ do $19,06 \text{ MJ m}^{-2}$, a jej średnia arytmetyczna wynosi $16,2 \text{ MJ m}^{-2}$. Zmiany zachodzą więc w zakresie $\pm 20\%$ wartości średniej. W tym sezonie roku można wyodrębnić kilka okresów, kiedy sumy dobowe promieniowania całkowitego są niższe od wartości średniej dla tego sezonu: 7–11 V, 29 V–2 VI, 12–19 VI, 27–29 VI, 16–29 VII, 2–4 VIII. Mniejsze wartości sum dobowych promieniowania przed 15 czerwca i po 15 lipca mogą być rezultatem współdziałania czynników meteorologicznych i astronomicznych, gdyż deklinacja Słońca na początku i na końcu „insolacyjnego lata” różni się o prawie $7,5^\circ$ od wartości maksymalnej, z czym wiąże się skrócenie czasu dopływu promieniowania słonecznego o 1,55 godz. i zmniejszenie wysokości górowania Słońca o $7,5^\circ$ (Rocznik Astronomiczny 1994). Natomiast w drugiej połowie czerwca deklinacja Słońca zmienia się w bardzo małym zakresie ($15'$, dla porównania w drugiej połowie września $309'$) i o zmniejszeniu promieniowania całkowitego decydują przede wszystkim czynniki meteorologiczne.

W drugiej i trzeciej dekadzie czerwca występują dwa okresy cechujące się obniżonym dopływem promieniowania całkowitego (tab. 4). Odznaczają się one zwiększoną częstością typów cyrkulacji NWc i NEc (11–21%) w stosunku do całego okresu „insolacyjnego lata” (8,8%). W wyróżnionych okresach zaznacza się wzrost stopnia zachmurzenia (68–71%) oraz zmniejszenie się usłonecznienia rzeczywistego (6,0 godz.) i względnego (36,1–36,5%), a przez to następuje obniżenie sum dobowych promieniowania całkowitego ($15,46$ – $15,81 \text{ MJ m}^{-2}$). Zwiększenie częstości typu cyrkulacji NWc związane jest prawdopodobnie z pojawieniem się monsunu europejskiego, który według Flohna rozpoczyna się w dniach 12–14 czerwca, a według Baura 10–13 czerwca (Voigst 1951).

Tabela 4. Porównanie warunków meteorologicznych w okresach obniżonych wartości promieniowania całkowitego z warunkami „insolacyjnego lata” w Lublinie (1975–1992)

Comparison of meteorological conditions in the periods of decreased global radiation with “insolation summer” conditions in Lublin (1975–1992)

Okres	Liczba dni	Promieniowanie całkowite (MJ m^{-2})	Zachmurzenie ogólne (%)	Usłonecznienie rzeczywiste (h)	Usłonecznienie względne (%)	Względna częstość NWc + NEc (%)
29 V – 2 VI	90	15,46	66	6,4	39,1	2,2
12 VI – 19 VI	144	15,81	71	6,0	36,1	20,8
27 VI – 29 VI	54	15,46	68	6,0	36,5	11,1
7 V – 6 VIII	1656	16,22	64	6,8	42,2	8,8

PODSUMOWANIE

O ile zasadnicze cechy przebiegu rocznego promieniowania kształtowane są przez czynniki astronomiczne (zmiany deklinacji Słońca i związane z nimi zmiany długości dnia i wysokości górowania Słońca) oraz geograficzne (szerokość geograficzna), o tyle zmienność sum promieniowania całkowitego z roku na rok i załamania krzywej przebiegu rocznego spowodowane są głównie przez cyrkulację atmosferyczną. Zmiany częstości występowania poszczególnych typów cyrkulacji kształtują w odmienny sposób warunki dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi.

LITERATURA

- Crowe P. R. 1987, *Problemy klimatologii ogólnej*, PWN, Warszawa, 29–31
- Gluza A., Filipiuk E. 1993, Z badań nad usłonecznieniem w Lublinie, (w:) *Mat. Sympozjum Naukowego "Działalność naukowa Prof. Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja"*, Toruń 16–17.09.1993, 41–42.
- Gluza A., Kaszewski M. B. 1992, Z badań nad zachmurzeniem ogólnym nieba w Lublinie, (w:) *Materiały II Ogólnopolskiej Konferencji "Klimat i Bioklimat Miast" Łódź, 9–11.12.1992*, 41.
- Hess M. T., Olecki Z. 1990, Wpływ zanieczyszczenia powietrza na stosunki radiacyjne w Krakowie, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 51.
- Kaszewski B. M. 1992, *Typy cyrkulacji a typy pogody w Polsce*, rozprawa habilitacyjna, UMCS, Lublin.
- Lityński J. 1969, *Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski*, *Prace PIHM*, 97.
- Shaw N. 1926, *Manual of meteorology*, Cambridge Univ. Press.
- Voigst H. 1951, *Der Europäische Sommermonsun und seine Auswirkung in Mitteleuropa*, *Petermanns Geogr. Mitt.*

SOLAR RADIATION TREND OBSERVED AT SKALNATÉ PLESO

TREND PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO
OBSERWOWANY NA SKALNATYM PLESIE

MARIAN OSTROŽLIK

Geophysical Institute of SAS

Dubravská Cesta 12, SK-842 28 Bratislava, Slovak Republic

Abstract. Annual sums of global radiation at Skalnaté Pleso from the period of 1944–1993 were used to find the long-term trend. For the estimation of the changes of global radiation the linear approximation of the time series was applied. The intensity of fluctuations and their tendency were determined by the mean deviations of annual sums of global radiation from the long-term normal. In order to find the observed secular trends of the global radiation changes, the course of global radiation anomalies was smoothed by eleven-year running averages.

Key words: solar radiation, time series, homogeneity test, climate variation.

INTRODUCTION

Characteristic feature of the present time is the increased interest by experts and the broad public for forecasting climatic changes. The transformation of solar radiation is a primary physical process influencing the changes of atmosphere – ocean – biosphere system. It is assumed that investigations of climate and of the mechanism of climatic variability should begun by a detailed analysis of radiative processes and the radiation balance of the Earth and the atmosphere.

Classical research dealing with radiative fluxes in the atmosphere and the earth surface has expanded last years in relation to direct interaction of solar radiation and environment quality. Long-term investigations of the interaction of radiative fluxes and atmosphere is important for better understanding of climate. The changes in radiative fluxes may be used for indication of natural and anthropogenic influences on the atmosphere composition. Solar radiation is also a key parameter of the rate coefficients of photochemical reactions in the atmosphere (Závodská and Závodský 1992).

MATERIAL AND METHODS

Annual sums of global radiation at Skalná Pleso were used for studying its long-term trend. They were calculated from hourly, daily or monthly sums of global radiation measured in the period of 1944–1993. In this way we have got a relatively long 50-years series of global radiation at Skalná Pleso. Many different factors influence the homogeneity of time series, e.g.: interruption of observed series, change of measured terms, change of observers, relocation of the station, measurement methods, type of instruments, but also natural and artificial interferences in the surroundings of the station. We will detaily discuss two of them: changes of measurement instruments and interruptions of measurements, which occurred during the investigated period and that would be eventually able to disturb the homogeneity of time series.

a. From 1944 to 1967 global radiation at Skalná Pleso was registrated by Robitzsch's bimetal pyranograph and by chart recorders. Robitzsch's bimetal pyranograph was used for measurements from 1944 to 1965. Since 1965 the thermoelectric Kipp's pyranometer and thermoelectric Sonntag's pyranometer were used.

The measured center was established in 1967 for continuous measurements and registration of short- and long-wave radiation fluxes, as well as some essential meteorological elements. The registration was made in digital form or on punched paper tape. This method of registration has enabled to collect a great number of information about the radiative fluxes in the near ground layer of the atmosphere (Smolen 1986). The measurements were made mostly in the local time. It made possible to compare these results with those from the other stations (Smolen 1981).

In 1977 the measured center UM 10 was changes by new measured ADIMES system which transmised the basic measured data directly to the observatory. Presently used measured system, M1T 350, was instalated in 1989.

b. Only few data was missing in the 50-year time series. They were completed using certain criteria published by Ostrožlik (1994).

RESULTS AND DISCUSSION

As was mentioned above the series of the global radiation at Skalná Pleso consist of measurements with the use of various instruments and the original series was not complete. Therefore first of all the missing data were supplied. Then the homogeneity of the new reduced 50-year series of the annual sums of global radiation at Skalná Pleso was verified by Bartlett's test (Nosek 1972). From the 50 events sample six subgroups were chosen according to the kind of material, which was available and mainly according to the registration method. Next the Bartlett's test of homogeneity at the unequal number of repetitions was applied. Calculated value $\chi^2_{0.05}$ (6.73) is smaller than the critical one $\chi^2_{0.05}$ (11.1) with $\nu = 5$ degrees of freedom. Thus we can say that used sampling (according to registration method) issue from

the fundamental sample with the equal dispersion. It is fulfil condition of homogeneity of the chosen dispersions, and therefore, the new measurement serie is homogeneous.

Table 1. Statistical characteristics of the annual sums of global radiation (10^3 J cm^{-2}) at Skalnáté Pleso during the period 1944–1993

Variable			
Sample size	50	Range	148.171
Average	399.852	Lower quartile	381.363
Median	394.067	Upper quartile	425.635
Mode	393.337	Interquartile range	44.272
Geometric mean	398.192	Skewness	0.259364
Variance	1365.12	Standardized skewness	0.74872
Standard deviation	36.9475	Kurtosis	-0.473592
Standard error	5.22516	Standardized kurtosis	-0.683571
Minimum	332.692	Coeff. of variation	9.24028
Maximum	480.863	Sum	19992.6

Some statistical characteristics of the annual sums of global radiation at Skalnáté Pleso are presented in Table 1. They were calculated by applying STATGRAPHICS software. The average annual sum of global radiation at Skalnáté Pleso was $399.852 \text{ kJ cm}^{-2}$ in the period considered. Annual sums of global radiation varied from $332.692 \text{ kJ cm}^{-2}$ to $480.863 \text{ kJ cm}^{-2}$. Thus the range of the annual sums of global radiation is $148.171 \text{ kJ cm}^{-2}$. The absolute values of upper and lower quartile are $425.635 \text{ kJ cm}^{-2}$ and $381.363 \text{ kJ cm}^{-2}$, respectively. The value of standard deviation ($36.947 \text{ kJ cm}^{-2}$) represents 9.2% of the long-term average.

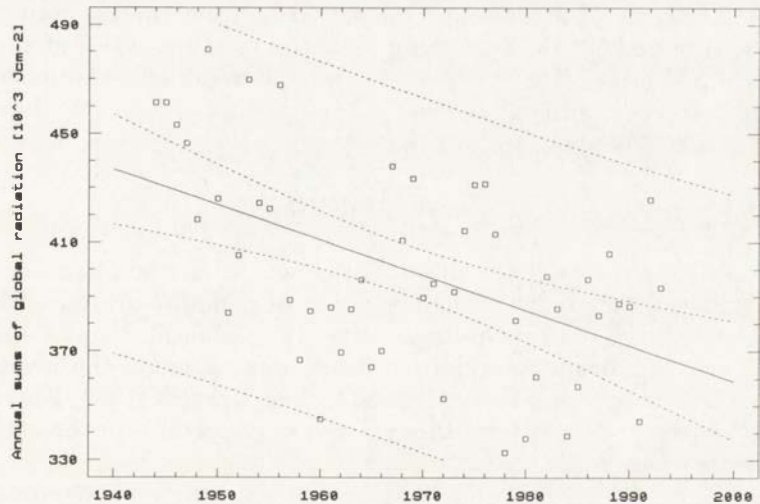


Fig. 1. Fitted regression line, confidence and prediction limits of annual sums of global radiation (10^3 J cm^{-2}) at Skalnáté Pleso during the period 1944–1993

The dependence of the annual sums of global radiation on the time is displayed on Fig. 1. We can see that the trend of the annual sums of global radiation has decreasing tendency. The annual sum of global radiation at Skalnaté Pleso decreased from 431.586 kJ cm⁻² to 368.126 kJ cm⁻² during the last 50 years.

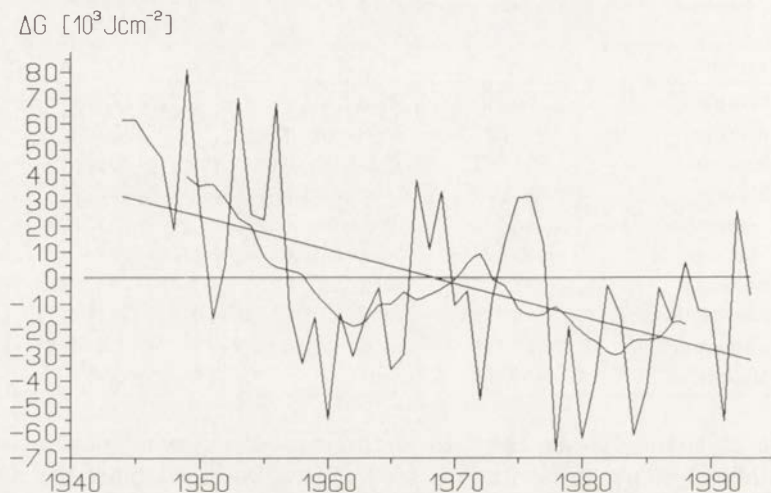


Fig. 2. Deviations of the annual sums of global radiation from the long-term average, their trend component and smoothed deviations (eleven-year running averages) at Skalnaté Pleso for 1944–1993 period. Value of 0 Jcm⁻² refers to the long-term average

To determine the trend of secular variations of global radiation within the observed period, the course of global radiation anomalies was smoothed by eleven-year running averages (Fig. 2). According to the course of the running averages curve of the global radiation we can state that there are two typical periods of decreasing (1st period — from the beginning of the investigated period till the beginning of sixties, 2nd period — at the break of eighties) and of growing (1st period — at the break of seventies and 2nd period from the beginning of eighties till now). We can also see, that length of these periods changes due to time.

CONCLUSIONS

Homogeneous series of the annual sums of global radiation are an important material for empirical investigation of climate variation. The time series of global radiation have begun after the II World War. In spite of it they give the significant information about time course of the investigated element (Hrvol and Tomlain 1991; Kasten and Czeplak 1980; Katsoulis et al. 1991; Liepert et al. 1994) and they are very important for the estimation of the future changes.

According to our results we can state that the trend of the annual sums of global radiation at Skalnaté Pleso has decreasing tendency. This decline represents 12.692 kJ cm⁻² per 10 years in the evaluated period.

REFERENCES

- Hrvol J., Tomlain J. 1991, *Klimatické zabezpečenie ročných súm globálneho žiarenia na území Slovenska*, (in:) *Biometeorológia v praxi*, Bratislava, 183–191.
- Kasten F., Czeplak G. 1980, *Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud*, *Solar Energy*, 24, 177–189.
- Katsoulis B. D., Retalis D. A., Nikolakis D. I. 1991, *Some solar radiation statistics for Greece*, *Ann. Geophys.*, 9, 309–318.
- Liepert B., Fabian P., Grassl H. 1994, *Solar radiation in Germany — observed trends and an assessment of their causes. Part I: Regional approach*, *Beitr.Phys.Atmosph.*, 67, 15–29.
- Nosek M. 1972, *Metody v klimatologii*, Academia, Praha.
- Ostrožlik M. 1994, *Long-term change of global radiation at Skalnaté Pleso*, (in:) R. Brázdil, M. Kolař (eds), *Contemporary climatology*, Masaryk Univ., Brno, 451–456.
- Smolen F. 1981, *Globalstrahlung und Bestrahlung der Erdoberfläche in Bratislava*, *Contrib.Geoph.Inst. SAS, Ser. Meteorol.*, 3, 15–32.
- 1986, *Časové a priestorové zmeny radiačných tokov v prízemnej vrstve atmosféry*, *Doktorská dizertácia*, Bratislava, MFF UK.
- Závodský D., Závodská E. 1992, *Kvalita ovzdušia a zmeny klímy*, (in:) *Narodni klimatický program CSFR*, 7, Praha, 4–50.

EFFECT OF CLOUDINESS ON SHORT- AND LONG-WAVE RADIATION FLUXES

WPLYW ZACHMURZENIA NA WIELKOŚĆ
STRUMIENI PROMIENIOWANIA KRÓTKO- I DŁUGOFALOWEGO

FRANTIŠEK SMOLEN

Geophysical Institute of SAS
Dubravska Cesta 12, SK-842 28 Bratislava, Slovak Republic

Abstract. Dependence of the short- and long-wave radiation on the amount of clouds in the high-mountain and lowland regions was studied on the basis of the simultaneous measurements of the radiative fluxes and the cloudiness observations at the meteorological observatories of Geophysical Institute of SAS. The parameterization formulas are derived from the global solar radiation, diffuse sky radiation and long-wave radiation balance.

Key words: radiation fluxes, global solar radiation, diffuse sky radiation, radiation balance, cloudiness.

INTRODUCTION

Cloudiness in an important meteorological factor influences radiative processes in the atmosphere. Many authors study an impact of cloudiness on radiative processes in the atmosphere from the point of view of scattering, absorption as well as weakening of short-wave radiation income.

The results of multiannual measurements of short-wave and long-wave radiation fluxes at the meteorological observatories of the Geophysical Institute of SAS (Smolen and Ostrožlik 1990) were the basis to establish some laws of temporal and spatial variability of radiation fluxes in relation to cloudiness in high-mountain and lowland regions of Slovakia (Skalnaté Pleso — 1778 m a.s.l., Bratislava — 289 m a.s.l., Mlyňany — 195 m a.s.l.).

RESULTS

Figure 1 shows temporal variability of a density of global solar radiation flux ($K\downarrow$) at Skalnaté Pleso at clear sky (average for the period 1963–1982).

The annual maximum of $K\downarrow$ density at clear sky occurs in June, when mean daily sum of global solar radiation reaches 32.2 MJ m^{-2} . Taking into consideration average conditions of cloudiness we can observed deformation of global solar radiation field (Fig. 2). In high-mountains two maximums of hourly sums of global solar radiation (for noon hours) are observed; the first in April (1.96 MJ m^{-2}) and the second (1.59 MJ m^{-2}) in August. Long-term variations of global solar radiation at Skalnaté

Pleso were analyzed by Ostrožlik (1994).

Temporal variability of global solar radiation in Bratislava at cloudless sky and at average conditions of cloudiness is contained on Figures 3 and 4.

We can state that cloudiness generally reduces density of global solar radiation flux. The results have shown that while in high-mountain regions cloudiness decreases mean annual sum of global solar radiation density of about 40% then in lowland regions $K\downarrow$ sums is reduced of 31% only. The highest weakening of the global solar radiation by cloudiness in the annual course corresponds to June, when monthly sums of $K\downarrow$ are 246 MJ m^{-2} in lowland and 533 MJ m^{-2} in high-mountain regions.

Weakening of a density of global solar radiation flux due to increasing of cloudiness (N) at various solar altitudes shows Figure 5. General relations of $K\downarrow$ and N can be expressed as follows:

$$K\downarrow = a_0 + a_1N + a_2N^2 \tag{1}$$

where:

$K\downarrow$ is mean density of global solar radiation flux and N is mean amount of

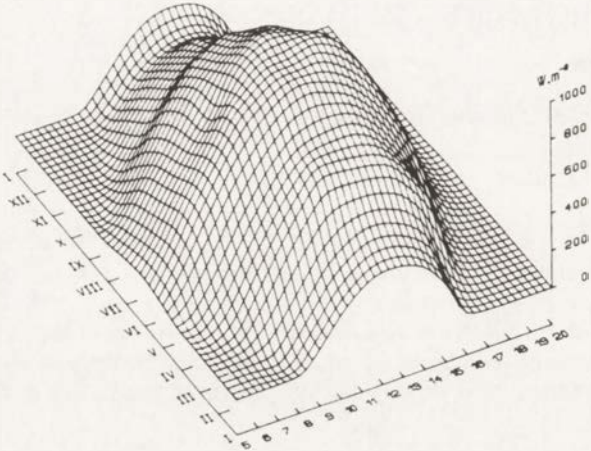


Fig. 1. Temporal variability of a density of global solar radiation flux under cloudless sky at the Skalnaté Pleso

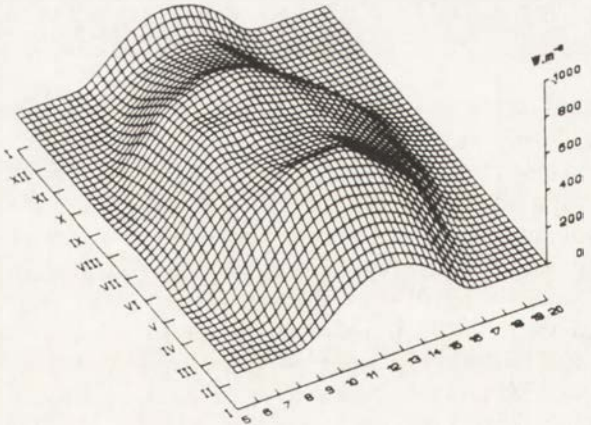


Fig. 2. Temporal variability of a density of global solar radiation flux under mean conditions of cloudiness at Skalnaté Pleso

total cloudiness. Individual coefficients a_0 , a_1 , a_2 calculated for Bratislava, Poprad (703 m a.s.l.) and Lomnický štít (2634 m a.s.l.) for different solar altitudes are cited in Table 1. Similar results were obtained by Kasten and Czeplak (1980) as well as by Paulsen (1949).

Another radiative characteristic affected by cloudiness is diffuse sky radiation (D). Cloudiness generally increases density of diffuse sky radiation flux. On the basis of daily sums of diffuse sky radiation in Bratislava and Skalnaté Pleso we can state that during the summer in the lowland, cloudiness increases D flux density by 24% (with comparison to cloudless sky) but in the winter D flux density is lower only by 11%. Effect of total cloudiness on D flux density in Bratislava and at Skalnaté Pleso is presented on Figure 6. We can state that cloudiness is a factor influencing the ratio of diffuse sky radiation in total energy income by short-wave radiation ($D/K\downarrow$). The $D/K\downarrow$ ratio at average cloudiness and at cloudless sky is presented on Figure 7.

The values of $D/K\downarrow$ ratio change during the day. They gradually drops according to increase of Sun altitude especially under clear sky. Relationships of mean monthly values of $D/K\downarrow$ ratio and mean monthly cloudiness may be express as follows:

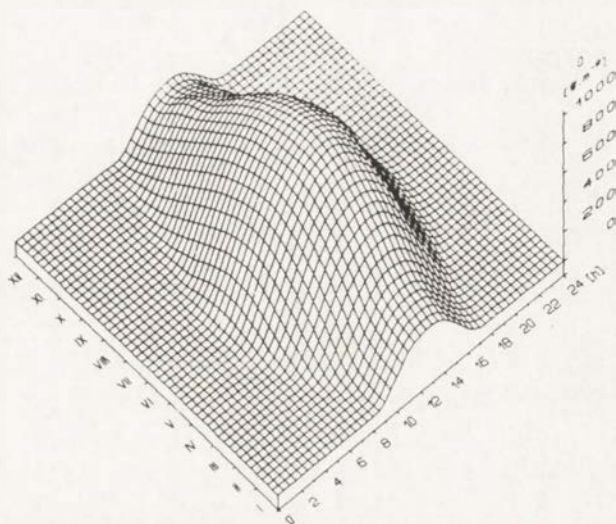


Fig. 3. Temporal variability of a density of global solar radiation flux under cloudless sky in Bratislava

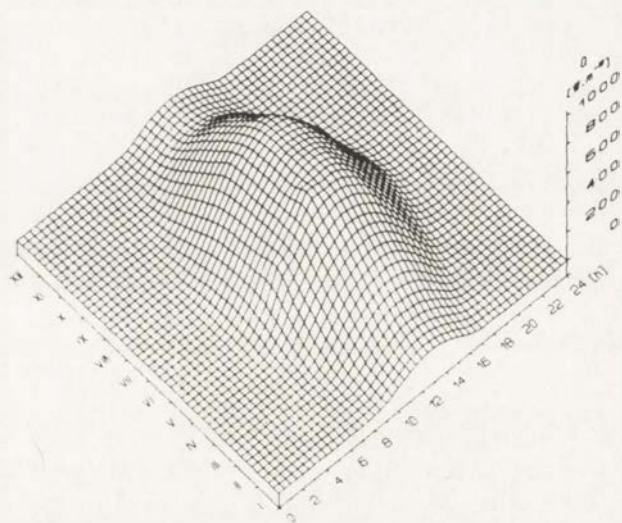


Fig. 4. Temporal variability of a density of the global solar radiation flux under mean conditions of cloudiness in Bratislava

$$D/K\downarrow = 4.24 (N + 5.41) \quad (2)$$

where:

N is mean monthly cloudiness (in 0–10 scale).

Table 1. Numerical data of the coefficients a_0 , a_1 , a_2 from the relationship (1)

Station	Solar altitude	a_0	a_1	a_2
Bratislava	$0^\circ < h \leq 10^\circ$	74.34	-2.2012	-0.2226
	$10^\circ < h \leq 20^\circ$	221.32	7.0599	-2.0851
	$20^\circ < h \leq 30^\circ$	339.37	27.7469	-5.0420
	$30^\circ < h \leq 40^\circ$	502.15	31.3445	-6.3054
	$40^\circ < h \leq 50^\circ$	604.49	46.0403	-8.2249
	$50^\circ < h \leq 60^\circ$	715.06	55.6156	-9.6352
Poprad	$0^\circ < h \leq 10^\circ$	98.84	-12.4685	0.6014
	$10^\circ < h \leq 20^\circ$	195.17	2.8487	-1.6585
	$20^\circ < h \leq 30^\circ$	317.13	12.8569	-3.6457
	$30^\circ < h \leq 40^\circ$	485.69	11.9795	-4.6270
	$40^\circ < h \leq 50^\circ$	565.73	26.6892	-6.6026
	$50^\circ < h \leq 60^\circ$	545.77	70.6621	-10.8106
Lomnický štít	$0^\circ < h \leq 10^\circ$	74.11	-0.3079	-0.3228
	$10^\circ < h \leq 20^\circ$	280.65	10.3725	-2.3263
	$20^\circ < h \leq 30^\circ$	424.65	21.8998	-4.2354
	$30^\circ < h \leq 40^\circ$	610.36	3.1818	-3.4545
	$40^\circ < h \leq 50^\circ$	666.64	54.5303	-8.3485
	$50^\circ < h \leq 60^\circ$	861.21	17.1540	-6.2436

The relation (2) may be only applied for mean monthly cloudiness smaller than 8/10. Correlation coefficient of 0.96 points to a close dependence of N on $D/K\downarrow$ values. Considering mean monthly cloudiness higher than 8/10, which is rather rare in our geographical latitude, the above relationship is described by exponential function:

$$D/K\downarrow = 22.40 \exp (0.1285 N) \quad (3)$$

with correlation coefficient of 0.91.

Both, (2) and (3) empirical relations are graphically presented on Figure 8.

An effect of cloudiness on long-wave radiation balance was observed as well. Table 2 contains mean monthly sums of long-wave radiation balance in high-mountain and lowland regions in different cloudiness scenarios. Cloudiness decreases loss of energy caused by radiation of an active surface by 34% (i.e. $1386 \text{ MJ m}^{-2} \text{ year}^{-1}$) in the lowland and by 47% (i.e. $1811 \text{ MJ m}^{-2} \text{ year}^{-1}$) in high mountains. Comparison of the summer and winter periods shows that the effect of cloudiness on long-wave radiation balance has a reverse yearly course. The results obtained suggest that while in winter period the cloudiness reduces loss of energy by radiation of active surface in high-mountain regions by 37% and in lowlands by 48% then in the summer reduction is only 26% and 34%, respectively.

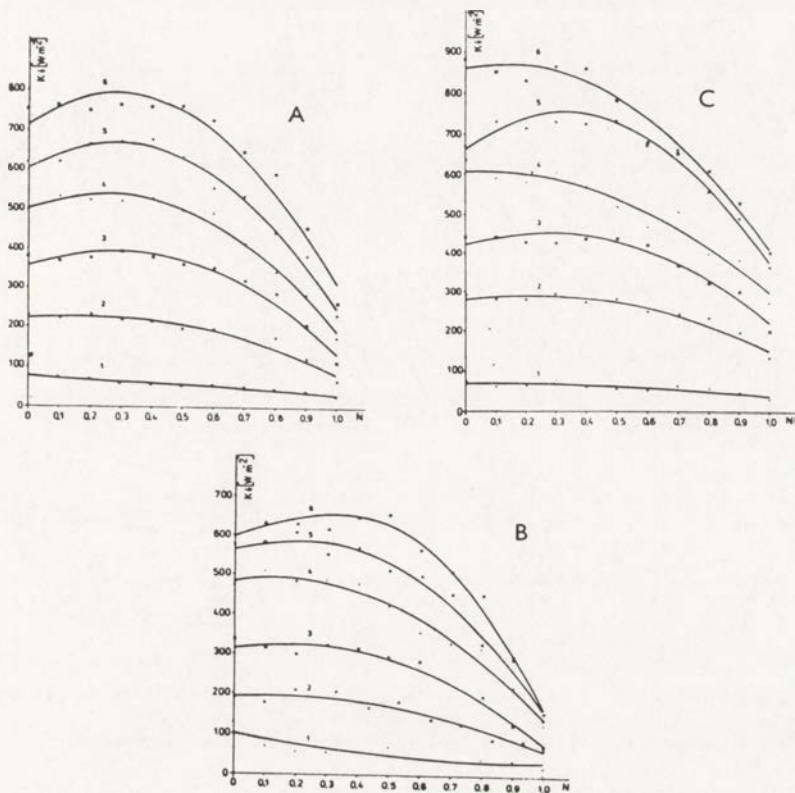


Fig. 5. Global solar radiation as a function of total cloud amount in Bratislava (A), Poprad (B) and at Lomnický štít (C) for different Sun altitudes
 1 — 0–10°, 2 — 10–20°, 3 — 20–30°, 4 — 30–40°, 5 — 40–50°, 6 — 50–60°

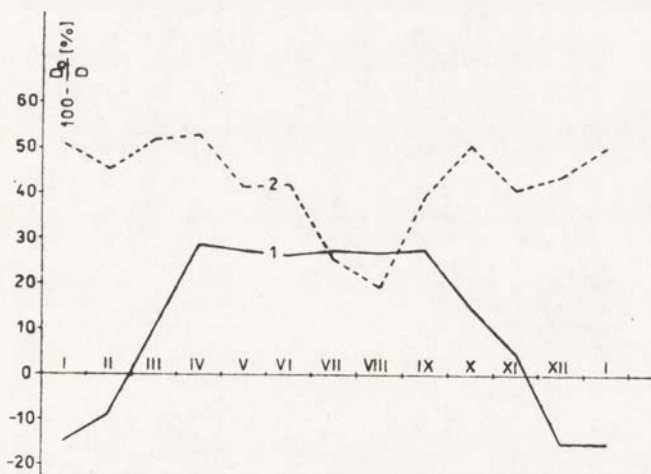


Fig. 6. Effect of total cloud amount on a density of diffuse sky radiation flux (annual course)
 1 — Bratislava, 2 — Skalnaté Pleso

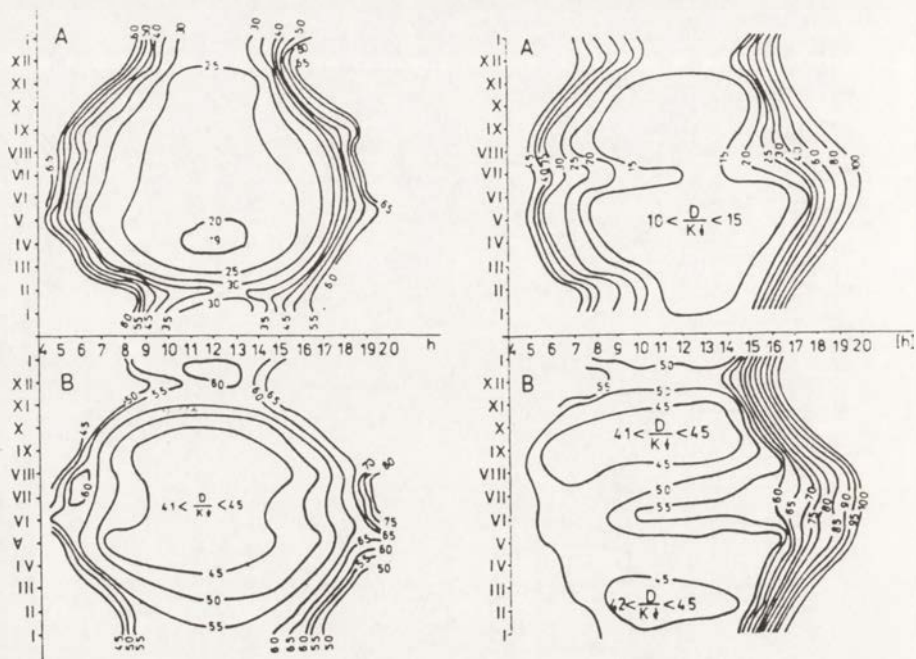


Fig. 7. Temporal variability of $D/K\downarrow$ ratio (in %) in Bratislava (on the left) and at Skalnaté Pleso (on the right)
A — under cloudless sky, B — under mean conditions of cloudiness

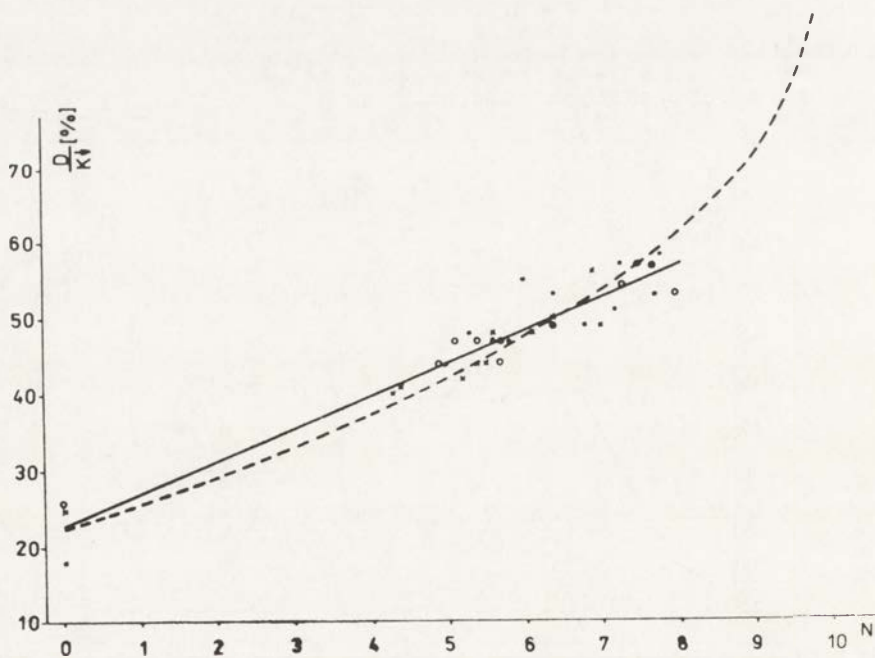


Fig. 8. $D/K\downarrow$ ratio as a function of total cloud amount

Table 2. Mean monthly and annual totals of long-wave radiation balance (MJ m^{-2}) at a cloudless sky and under mean conditions of cloudiness in Mlyňany and at Skalnaté Pleso

Station	State of sky	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Mlyňany	Mean cloudiness	110	151	246	254	287	306	307	325	261	182	136	109	2696
	Cloudless sky	234	279	349	416	455	422	424	422	353	285	245	198	4082
Skalnaté Pleso	Mean cloudiness	182	164	199	156	138	127	168	181	189	137	184	190	2014
	Cloudless sky	272	280	324	359	346	326	374	340	351	280	280	293	3825

Relationship between cloudiness and long-wave radiation balance (L^*) was studied at low cloudiness conditions (N_{CL}). In the summer in mountain region (Skalnaté Pleso) it can be expressed by a linear function:

$$L^* = 109.1 - 10.71 N_{CL} \quad (4)$$

and in lowland areas (Mlyňany) by exponential function:

$$L^* = 155.03 - \exp(0.20 N_{CL}) \quad (5)$$

In the winter the reversed relationships were obtained:

$$L^* = 123.48 - \exp(-0.23 N_{CL}) \quad (6)$$

for Skalnaté Pleso and

$$L^* = 93.2 - 9.34 N_{CL} \quad (7)$$

for Mlyňany.

According to Kondratev (1956), linearity in presented relationships depends mainly on uniform distribution of clouds on the sky.

Temporal variability of long-wave radiation fluxes at saturated air was studied at foggy conditions. According to the theory of a transmission of long-wave radiation in the atmosphere a size of fog droplets is comparable to the wave lengths. Thus it seems necessary to take into consideration not only their radiative power but also their absorption and scattered properties. It causes that long-wave radiation transmission is approximated by various methods. Studies of T.G. Berland (1952), K.S. Šifrin (1951) and some others authors concerning with an effect of fog and smoke on L^* allowed for creation the following theoretical equation estimated the correction of long-wave radiation balance (ΔL^*) in case of fog:

$$\Delta L^* = L_0^* \{1 - \exp[-(\alpha_L^* + R)]\} \quad (8)$$

where:

α_L^* is a coefficient of absorption and R — coefficient of reflection of long-wave radiation for the whole fog layer. At radius of fog droplets less then $14\ \mu\text{m}$ the absorption and reflection coefficients do not depend on size of droplets. Generally, R is in average 10 times smaller than α_L^* .

Long-wave radiation balance in foggy conditions in high-mountain area (Skalnáté Pleso) is smaller of 71%, with comparison to its mean values, and of 85%, relating to a clear sky. Measured data of long-wave radiation balance under clear sky L_0^* and at the occurrence of fog afforded possibilities for defining the following empirical relation:

$$\Delta L^* = bL_0^* + a \quad (9)$$

where: $a = -5.487$ and $b = 0.9$.

From the equations (8) and (9) the values of absorption coefficient (α_L^*) and reflection coefficient (R) can be determined. It was assumed that the radius of fog droplets is less than $14\ \mu\text{m}$ and $R = 0.1\ \alpha_L^*$ (Šifrin 1951). Empirical data collected at Skalnáté Pleso allowed to estimate α_L^* and R coefficients at different L_0^* and ΔL^* (Table 3). Analytical relation expressing the dependence of α_L^* on ΔL^* has the following form:

$$\alpha_L^* = 0.3887 \ln \Delta L^* - 0.0655 \quad (10)$$

Table 3. Numerical data of the coefficients α_L^* and R depending on ΔL^* and L_0^* at the Skalnáté Pleso

L_0^* (W m^{-2})	$\frac{a}{L_0^*}$	$c - \frac{a}{L_0^*}$	$-\ln\left(c - \frac{a}{L_0^*}\right)$	ΔL^* (W m^{-2})	α_L^*	R
6.1	-0.8995	0.9995	0.0005	0.003	0.0004	0.00004
10	-0.5487	0.6487	0.4328	3.51	0.39345	0.03945
20	-0.2744	0.3744	0.9824	12.5	0.90309	0.08931
25	-0.2195	0.3195	1.1410	17.0	1.03727	0.10373
50	-0.1097	0.2097	1.5621	39.5	1.42009	0.14201
75	-0.0732	0.1732	1.7533	62.0	1.59391	0.15939
100	-0.0549	0.1549	1.8650	84.5	1.69545	0.16955
120	-0.0457	0.1457	1.9262	102.5	1.75109	0.17511
125	-0.0439	0.1439	1.9386	107.0	1.76236	0.17624
150	-0.0366	0.1366	1.9907	129.5	1.80973	0.18097
175	-0.0314	0.1314	2.0295	152.0	1.84500	0.18450
200	-0.0274	0.1274	2.0604	174.5	1.87309	0.18731

The above relation makes possible to determine the absorption coefficient for the whole fog layer in high-mountain regions.

CONCLUSIONS

The analysis of short- and long-wave radiation fluxes at various cloud amount based on continuous and homogeneous records at Lomnický štít, Skalnaté Pleso, Mlyňany and Bratislava. The formulas and diagrams derived from those measurements and observations illustrate relationships between radiative fluxes and amount of clouds in the high-mountain and lowland regions. The measurements of long-wave radiation flux under foggy conditions have allowed to study regularities of temporal variability of long-wave radiation fields with saturation of the air by water vapour.

REFERENCES

- Berland M.E. 1952, *Aerosol long-wave radiation scattering and selection of the fume for the protection against ground frost*, (in Russian), Trudy GGO, 29.
- Kasten F., Czeplak G. 1980, *Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of clouds*, Solar Energy, 24.
- Kondratiev K.Ja. 1956, *Radiant heat exchange in the atmosphere* (in Russian), Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Ostrožlik M. 1994, *Long-term change of global radiation at Skalnaté Pleso*, (in:) R. Brázdil, M. Kolař (eds), *Contemporary climatology*, Masaryk Univ., Brno.
- Paulsen Sch. H. 1949, *On radiation sunshine and cloudiness*, Naturvitenskapelig rekke, 7.
- Šifrin K.S. 1951, *Fog influence on the radiation balance* (in Russian), Trudy GGO, 27.
- Smolen F., Ostrožlik M. 1990, *Vertical variability of the long-wave radiation flux in the High Tatras* (in Czech), (in:) *Vplyv horských masívov na meteorologické procesy*, Bratislava.

FIZYCZNE ZNACZENIE PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO DLA CZŁOWIEKA

PHYSICAL SIGNIFICANCE OF SOLAR RADIATION ON MAN

KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Abstract. Solar radiation is an important source of heat in man outdoor. Since no direct method of measurement is available yet for determination of the amount of solar heat gain this has to be calculated on the basis of standard, meteorological measurements of solar radiation. During the last 30 years many different formulas have been proposed for recalculation of the intensity of solar radiation measured at a plane horizontal or perpendicular to the Sun, to a value representative for its effect on the human body (Błażejczyk et al. 1993). Almost all of previous equations assume a vertical cylinder as an analog model of man and they consider, on theoretical basis, the solar geometry.

In the paper the results of experimental studies dealing with absorption of solar radiation by a new, ellipsoid model of man have been reported. Solar radiation absorbed by man (R) calculated with the use of previous methods and based on new criteria were correlated with mean skin temperature measured outdoor in 10 subjects exposed to solar radiation.

The results indicate that the most realistic estimation of absorbed solar radiation is provided when using new criteria derived from experiment reported in the paper. The results shows also great influence of a colour of textile covering an ellipsoid on total income of heat from solar radiation. At black fabric R values are 8–10 times higher than at white one.

Key words: solar radiation, human skin temperature, absorbed solar radiation, analog models of man.

WPROWADZENIE

Promieniowanie słoneczne jest ważnym źródłem ciepła dla człowieka przebywającego w terenie otwartym. Obserwowany jest wyraźny wzrost temperatury powierzchni ciała w przypadku oddziaływania promieni słonecznych; notowany jest wówczas także wzrost obciążeń cieplnych organizmu (Błażejczyk 1991, 1993; Clark i Edholm 1985; Nielsen i inni 1988).

Dotychczas nie opracowano bezpośredniej metody pomiaru ilości promieniowania słonecznego padającego na ciało człowieka i pochłoniętego przez nie. W ciągu ostatnich 30 lat powstało wiele formuł matematycznych mających na celu przeliczenie, jaka ilość promieniowania mierzonego na powierzchni

poziomej lub prostopadłej do promieni słonecznych jest pochłaniana przez organizm ludzki. Prawie wszystkie dotychczasowe formuły przyjmują za fizyczny analog ciała człowieka pionowo usytuowany cylinder (Błażejczyk i inni 1993). Uwzględniane są przy tym różnego rodzaju charakterystyki liczbowe mające za zadanie określić, jaka część poszczególnych strumieni promieniowania słonecznego dociera i jest pochłaniana przez człowieka. W odniesieniu do promieniowania bezpośredniego używa się np. funkcji trygonometrycznych kąta padania promieni słonecznych lub też współczynników związanych z: powierzchnią cienia padającego na podłoże, powierzchnią ciała, na którą padają promienie słoneczne oraz tzw. powierzchnią projekcyjną ciała (rzut ciała na powierzchnię prostopadłą do promieni słonecznych).

Ogólny wzór określający ilość pochłoniętego promieniowania słonecznego (R) ma następującą postać:

$$R = (\beta_{\text{dir}} K_{\text{dir}} + \beta_{\text{dif}} K_{\text{dif}} + \beta_{\text{ref}} K_{\text{ref}}) \alpha Cl \quad (1)$$

gdzie:

$K_{\text{dir}}, K_{\text{dif}}, K_{\text{ref}}$ — natężenie promieniowania słonecznego, odpowiednio: bezpośredniego, rozproszonego i odbitego od podłoża,

$\beta_{\text{dir}}, \beta_{\text{dif}}, \beta_{\text{ref}}$ — współczynniki określające, jaka część poszczególnych strumieni promieniowania dociera do człowieka,

α — współczynnik określający albedo powierzchni ciała lub/i odzieży,

Cl — współczynnik charakteryzujący izolacyjność termiczną odzieży.

Ciepłne oddziaływanie promieniowania słonecznego jest najczęściej wyrażane w jednostkach energetycznych (W m^{-2}). Może być ono także zilustrowane poprzez tak zwaną średnią temperaturę promieniowania (MRT , w $^{\circ}\text{C}$); charakteryzuje ona ujednoliconą temperaturę mikronowej warstwy powietrza otaczającego ciało człowieka (Fanger 1974).

W ostatnich latach w badaniach termofizjologicznych coraz powszechniej jest stosowany nowy analog ciała ludzkiego — elipsoida. Przyjmuje się, że lepiej niż cylinder oddaje ona kształt człowieka stojącego.

Celem opracowania jest przedstawienie wyników badań eksperymentalnych związanych z pochłanianiem promieniowania słonecznego przez elipsoidę; pozwoliły one na zaproponowanie nowych kryteriów określających ilość promieniowania słonecznego pochłoniętego przez człowieka.

METODA BADAŃ

Pomiary ilości promieniowania słonecznego pochłoniętego przez elipsoidę prowadzone były w komorze klimatycznej. Promieniowanie emitowała lampa jodowa (Thorn, typ CSI OQ 1000). Jego spektrum było zbliżone do promieniowania Słońca (Beeson 1978). Natężenie promieniowania słonecznego (całkowitego, rozproszonego i odbitego od podłoża) mierzono solarymetrem Kipp & Zonen (typ CM 5/6). Wysokość „słońca” regulowano w zakresie od 5 do 50° poprzez zmiany nachylenia i odległości od lampy słonecznej specjalnie

zbudowanej platformy. Platforma i otaczające ją ściany były przemiennie przykrywane pokrywami papierowymi o kolorze białym, zielonym i czarnym. Pozwoliło to na symulowanie zmian ilości promieniowania rozproszonego i odbitego od podłoża.

Natężenie pochłoniętego promieniowania słonecznego obserwowane było na dwóch elipsoidalnych czujnikach miernika komfortu cieplnego (Brüel & Kjaer typ MM0023). Jeden z nich mierzył ilość pochłoniętego promieniowania całkowitego, a drugi — rozproszonego. Termiczny efekt pochłoniętego promieniowania słonecznego był zdefiniowany przez wspomnianą wcześniej średnią temperaturę promieniowania (MRT), mierzoną na powierzchni elipsoidy przez mikroczipniki termiczne przyrządu.

Oprócz promieniowaniem krótkofalowym kontrolowano także inne czynniki wpływające na średnią temperaturę promieniowania, tzn. temperaturę powietrza oraz natężenie promieniowania długofalowego. Pozwoliło to na określenie wpływu promieniowania krótkofalowego (całkowitego oraz poszczególnych jego strumieni) na wartość MRT . Na podstawie prawa Stefana-Boltzmana przeliczono tę wartość na jednostki energetyczne i wyrażono w $W\ m^{-2}$.

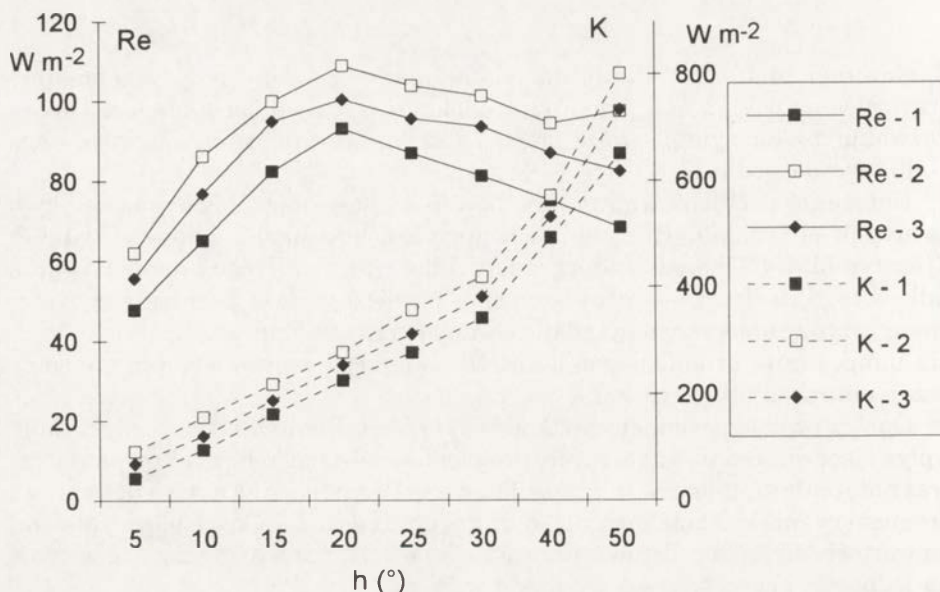
W drugiej części eksperymentu mierzono ilość pochłoniętego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni elipsoidy w przypadku przykrycia jej tkaninami o podobnej izolacyjności termicznej ($0,050\text{--}0,065\ m^2K^{-1}W^{-1}$) lecz o różnej barwie: czarnej, beżowej i białej. Albedo tych tkanin wynosiło odpowiednio: 3, 30 i 95%.

WYNIKI

Natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego emitowanego przez lampę jodową zmieniało się od około $20\ W\ m^{-2}$ przy wysokości „słońca” (h) 5° do $640\ W\ m^{-2}$ przy $h = 50^\circ$. Było więc ono zbliżone do natężenia promieniowania słonecznego obserwowanego w terenie otwartym przy bezchmurnym niebie. Promieniowanie rozproszone było stosunkowo małe i wahało się od 9 do $23\ W\ m^{-2}$. Natężenie promieniowania odbitego było zależne od koloru użytej pokrywy platformy i zmieniało się od $10\text{--}17\ W\ m^{-2}$ przy pokrywie czarnej do $45\text{--}160\ W\ m^{-2}$ przy pokrywie białej. Ogólna suma promieniowania bezpośredniego, rozproszonego i odbitego od podłoża, mierzona na powierzchni horyzontalnej, wahała się od $50\text{--}100\ W\ m^{-2}$ (przy $h = 5^\circ$) do $650\text{--}800\ W\ m^{-2}$ (przy $h = 50^\circ$). Natężenie promieniowania długofalowego było stałe i wynosiło jedynie około $15\ W\ m^{-2}$.

Największa ilość pochłoniętego przez elipsoidę promieniowania słonecznego (Re) była obserwowana wtedy, gdy platforma i ściany komory klimatycznej przykryte były pokrywą białą, a najmniejsza wtedy, gdy pokrywa miała barwę czarną. Niezależnie od koloru zastosowanej pokrywy ilość pochłoniętego promieniowania słonecznego zależała także od kąta padania promieni słonecznych. Jego maksymalne natężenie notowano przy $h = 20^\circ$ (ryc. 1).

Stwierdzono, że dla promieniowania rozproszonego współczynnik pochłaniania przez elipsoidę (β_{dif}) ma wartość stałą wynoszącą $0,36$. Wartość współ-



Ryc. 1. Natężenie promieniowania słonecznego pochłoniętego przez odkryty elipsoidalny model ciała człowieka (Re) oraz suma $K_{dir} + K_{dif} + K_{ref}$ (K) przy różnym kącie padania promieni słonecznych (h) i kolorze podłoża i ścian komory klimatycznej (1 — czarny, 2 — biały, 3 — zielony)

Solar radiation absorbed by uncovered ellipsoid model of man (Re) and value of $K_{dir} + K_{dif} + K_{ref}$ (K) at different elevation of solar lamp (h) and colour of surroundings (1 — black, 2 — white, 3 — green)

czynników β_{dir} i β_{ref} (dla promieniowania bezpośredniego i odbitego) zależy zaś od kąta padania promieni słonecznych i wynosi:

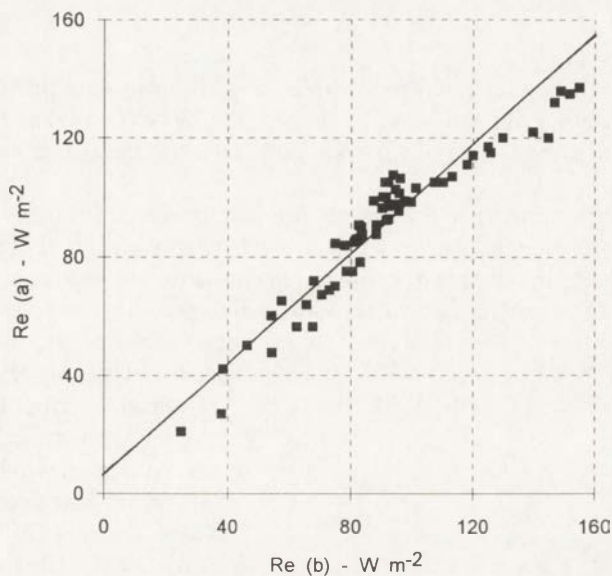
$$\beta_{dir} = \text{ctg } h (0,25 - 0,001 h)$$

$$\beta_{ref} = 0,49 - 0,005 h$$

W celu zbadania poprawności podanych wyżej współczynników β_{dir} , β_{dif} i β_{ref} przeprowadzono w komorze klimatycznej i w terenie otwartym niezależne serie pomiarów ilości pochłoniętego przez elipsoidę promieniowania słonecznego (Re). Porównanie zmierzonych i obliczonych wartości Re wskazuje, że są one do siebie podobne, a współczynnik korelacji wynosi 0,92 (ryc. 2).

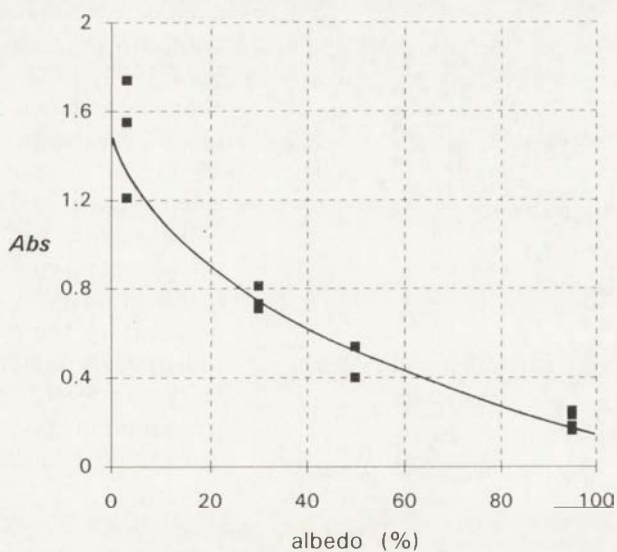
Ilość ciepła pochłoniętego przez tkaniny okrywające elipsoidę i przenoszona przez nie do jej powierzchni wyraźnie zależy od ich albedo. Wahała się ona od 15 W m^{-2} w przypadku tkaniny białej do 123 W m^{-2} przy tkaninie czarnej.

Aby określić względne ilości pochłoniętego promieniowania słonecznego zastosowano tzw. wskaźnik pochłaniania (Abs), który odnosi natężenie Re obserwowane na powierzchni elipsoidy okrytej do wartości standardowej Re , zmierzonej na elipsoidzie odkrytej przy braku ruchu powietrza. Wartość wskaźnika Abs waha się od 0,16 dla tkaniny białej do 1,5–1,7 dla tkaniny czarnej (ryc. 3). Inaczej mówiąc, ilość ciepła, jaka docierała do powierzchni elipsoidy przez czarną tkaninę okrywającą, była 8–10 razy większa niż w przypadku tkaniny białej.



Ryc. 2. Porównanie zmierzonych — $Re(a)$ i obliczonych — $Re(b)$ wartości promieniowania słonecznego pochłoniętego przez odkrytą elipsoidę ($r = 0,92$, $n = 51$, $p = 0,05$)

Relationships between observed — $Re(a)$ and calculated — $Re(b)$ values of solar radiation absorbed by uncovered ellipsoid ($r = 0.92$, $n = 51$, $p = 0.05$)



Ryc. 3. Wskaźnik pochłaniania (Abs) przy różnym albedo tkaniny okrywającej elipsoidę
Absorption index (Abs) at different albedo of fabric covering an ellipsoid

DYSKUSJA WYNIKÓW

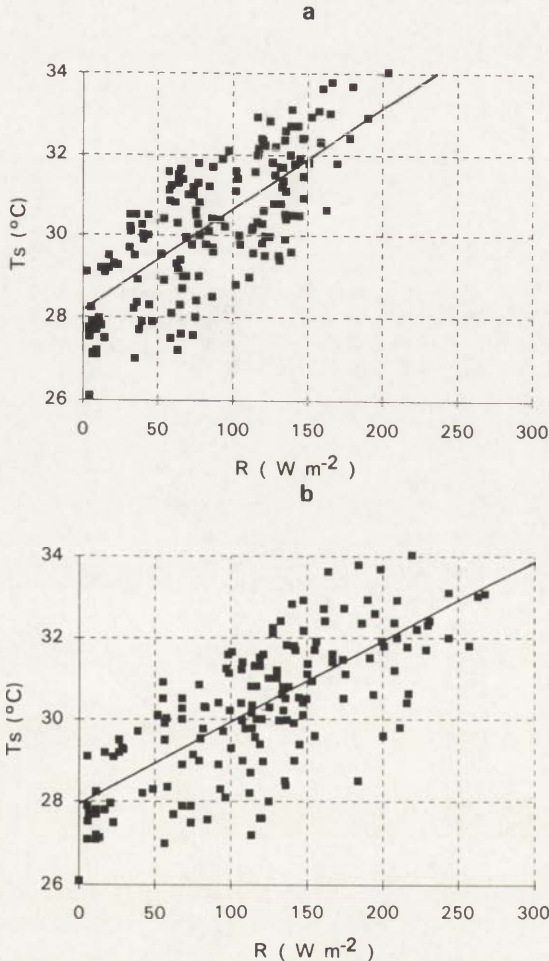
Ogólnie można stwierdzić, że natężenie pochłoniętego promieniowania słonecznego obliczone dla modelu elipsoidy jest o 30–40% niższe niż wartości R wyznaczone dla modelu cylindra za pomocą empirycznego wzoru Krysa i Browna (1990).

Z praktycznego punktu widzenia ważne jest stwierdzenie, czy współczynniki β wyznaczone na podstawie omówionych wyżej badań lepiej określają, jaka część poszczególnych strumieni promieniowania słonecznego jest pochłaniana przez badany model lub organizm człowieka, niż współczynniki proponowane przez różnych autorów we wcześniejszych pracach.

Jedną z podstawowych fizjologicznych miar, określających reakcje człowieka na bodźce radiacyjne, jest średnia temperatura skóry (T_s) (Błażejczyk i inni 1993; Clark i Edholm 1985; Nielsen i inni 1988).

Porównano zatem, które wartości R : te obliczone dla modelu cylindra, czy te — wyznaczone dla modelu elipsoidy, mają wyższy współczynnik korelacji z wartościami T_s . Wykorzystano w tym celu wyniki badań bioklimatycznych przeprowadzonych w Polsce północno-wschodniej (Błażejczyk 1991, 1993). Temperaturę skóry mierzono u 10 osób (5 kobiet i 5 mężczyzn), w wieku 25–45 lat, o normalnych proporcjach ciężaru ciała do wzrostu. Obserwatorzy nosili bawełniane dresy o izolacyjności termicznej $0,155 \text{ m}^2 \text{ K}^{-1} \text{ W}^{-1}$. Synchroniczne pomiary temperatury skóry i elementów meteorologicznych (w tym natężenia promieniowania słonecznego) prowadzono co godzinę, od 6⁰⁰ do 20⁰⁰ czasu urzędowego.

Zbadano następnie związki korelacyjne pomiędzy średnią temperaturą skóry człowieka (T_s) a natężeniem pochłonię-



Ryc. 4. Związki korelacyjne pomiędzy natężeniem pochłoniętego promieniowania słonecznego (R) — obliczonym dla modelu elipsoidy (a) i cylindra (b) — a średnią ważoną temperaturą skóry człowieka (T_s)

Relationships between absorbed solar radiation (R) — calculated for ellipsoid (a) and cylinder (b) models — and mean skin temperature of man (T_s)

go promieniowania słonecznego (R) obliczonym dla modelu elipsoidy i dla modelu cylindra. Stwierdzono, że współczynnik korelacji pomiędzy T_s a wartościami R wyznaczonymi dla modelu elipsoidy wynosi 0,74 i jest wyraźnie wyższy od współczynnika korelacji pomiędzy T_s a R obliczonym dla modelu cylindra (0,69) (ryc. 4).

Natężenie pochłoniętego promieniowania słonecznego obserwowane na powierzchni elipsoidy przykrytej tkaninami o różnej barwie (a zatem i albedo) jest zbliżone do wyników badań przeprowadzonych przez J.A. Clarka i K. Cenę (1978) oraz B. Nielsen (1990).

WNIOSKI

Promieniowanie słoneczne jest ważnym źródłem ciepła dla człowieka, oddziałującym bezpośrednio na temperaturę powierzchni ciała i stymulującym poprzez to procesy fizjologiczne zachodzące w organizmie.

Natężenie pochłoniętego promieniowania słonecznego obliczone dla modelu elipsoidy wykazuje silniejszą korelację ze średnią temperaturą skóry człowieka niż R wyznaczone dla modelu cylindra. Potwierdza to założenie, że elipsoida jest lepszym modelem ciała człowieka niż cylinder.

Nowe wartości współczynników β , wyznaczone na podstawie przedstawionych badań, mogą być polecone do obliczania natężenia promieniowania słonecznego pochłoniętego przez człowieka. Wzór na obliczanie R ma zatem następującą postać:

$$R = \left[\operatorname{ctg} h (0,25 - 0,001 h) K_{\text{dir}} + 0,36 K_{\text{dif}} + \right. \\ \left. + (0,49 - 0,004 h) K_{\text{ref}} \right] (1 - a) Cl \quad (2)$$

gdzie:

a — oznacza średnie albedo skóry i odzieży.

Barwa zewnętrznej warstwy odzieży może być czynnikiem regulującym zyski ciepła w organizmie. W niskiej temperaturze powietrza odzież ciemna może zredukować niedobór ciepła; w wysokiej temperaturze otoczenia odzież jasna znacznie zmniejsza niebezpieczeństwo przegrzania organizmu.

Wprawdzie elipsoida okazała się lepszym modelem ciała człowieka niż cylinder, jednak konieczne wydaje się prowadzenie dalszych badań w tym zakresie z użyciem manekina termalnego. Jest on obecnie tym modelem analogowym człowieka, który najbardziej odpowiada budowie ciała ludzkiego.

LITERATURA

- Błażejczyk K. 1991, *Heat balance of the human body in different weather conditions in Northeast Poland (the problem of thermal stress)*, Grana, 30, 277–280.
- 1993, *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 159.
- Błażejczyk K., Nilsson H., Holmér I. 1993, *Solar heat load in man (review of different methods of estimation)*, Int. Journ. Biomet. 37, 125–132.

- Clark J.A., Cena K. 1978, *Net radiation and heat transfer through clothing: the effects of insulation and colour*, Ergonomics, 21, 691–696.
- Clark R.P., Edholm O.G. 1985, *Man and his thermal environment*, E.Arnold Ltd, London.
- Fanger P. 1974, *Komfort cieplny*, Arkady, Warszawa.
- Krys S.A., Brown R.D. 1990, *Radiation absorbed by a vertical cylinder in complex outdoor environments under clear sky conditions*, Int. Journ. Biomet., 34, 69–75.
- Nielsen B. 1990, *Solar heat load: heat balance during exercise in clothed subjects*, Eur. Journ. Appl. Physiol., 60, 452–456.
- Nielsen B., Kassow K., Aschengreen F.E. 1988, *Heat balance during exercise in the sun*, Eur. Journ. Appl. Physiol., 58, 189–196.

WPŁYW RODZAJU POWIERZCHNI CZYNNEJ NA STRUKTURĘ BILANSU CIEPLNEGO

INFLUENCE OF THE NATURE OF ACTIVE SURFACE UPON THE STRUCTURE OF HEAT BALANCE

JANUSZ PASZYŃSKI, ANDRZEJ KĘDZIORA, STANISŁAW TUCHOŁKA,
JANUSZ KAPUŚCIŃSKI, JANUSZ OLEJNIK

Katedra Agrometeorologii, Wydział Melioracji i Inżynierii Środowiska AR
ul. W. Witosa 45, 60-647 Poznań

Abstract. The paper presents the analysis of heat balance structure under different climatic, vegetation and environmental conditions. The results of measurements of heat balance components at 5 different sites are presented. The sites are as follows: Zaragoza in Spain, Alma-Ata in Kazakhstan, Kursk in Russia, Cessières in France, Turew in Poland and Müncheberg in Germany. On the basis of the measurements, as well as modelled values, the comparison of seasonal courses of heat balance components for these 5 places are presented. The analysis of these data shows the importance of the influence of plant cover and moisture conditions on the evapotranspiration process. The comparison of the LE/R_n ratio (latent heat flux/net radiation) for bare soil and plant covered areas, shows 40% increase of that ratio for humid and 100% for dry climate as a result of plant cover introduction. Additionally, the influence of irrigation on the LE/R_n ratio for different climatic conditions was analyzed. As a result of irrigation, the LE/R_n ratio increases by 50% for humid climate and 175% for dry climate in comparison with not irrigated wheat crop. Synergic effect of irrigation, together with plant cover, increases the LE/R_n ratio by about 110% in humid and 500% in dry climate conditions.

Key words: heat balance, evapotranspiration, climatological conditions, plant cover.

WSTĘP

Strumień energii przepływającej przez system Ziemia–atmosfera i strumień materii krążącej w tym systemie są podstawowymi czynnikami klimatotwórczymi i procesami warunkującymi istnienie życia. Dzięki specjalnym mechanizmom, zwanym ujemnymi sprzężeniami zwrotnymi, intensywność tych dwóch podstawowych procesów pozostaje w stanie quasi-stacjonarnym, zapewniając stabilność i trwałość systemu ziemskiego. Stacjonarność tych procesów może zostać zakłócona przez zmiany w intensywności wymiany energii i materii pomiędzy powierzchnią ziemi i atmosferą. Intensywność wymiany energii i wilgoci pomiędzy powierzchnią czynną lub warstwą czynną

a atmosferą zależy od właściwości fizycznych warstwy granicznej atmosfery i od charakteru powierzchni czy warstwy czynnej. Najważniejszymi cechami powierzchni czynnej decydującymi o rodzaju i wartości strumieni energii płynących ku atmosferze jest zapas wody, który może podtrzymywać proces parowania, oraz stopień rozwinięcia pokrywy roślinnej (Paszyński 1972, Paszyński i Skoczek 1989, Kapuściński 1994, Olejnik 1989). Te dwie cechy siedliska podlegają największej presji działalności ludzkiej, szczególnie od początków rewolucji naukowo-technicznej. Ich wpływ na kształtowanie struktury bilansu cieplnego jest modyfikowany przez ogólne warunki pogodowe. Przesuwanie środowiska i stałe ubożenie pokrywy roślinnej w powiązaniu z nagłymi zmianami chemizmu atmosfery, zachodzącymi szczególnie w ciągu ostatnich 50 lat, doprowadziły do groźby wystąpienia globalnych zmian klimatu na Ziemi.

W szeroko rozwiniętych w ostatnich latach modelach matematycznych, służących prognozowaniu zmian globalnych, zasadnicze znaczenia dla precyzji wnioskowania mają rozpoznania warunków brzegowych, na które składają się wzajemne oddziaływania pomiędzy powierzchnią ziemi i atmosferą w skali lokalnej. Najlepszą charakterystyką ilościową tych oddziaływań są równania bilansu cieplnego i wodnego powierzchni lub warstwy czynnej i określenie wpływu szaty roślinnej na strukturę tych bilansów (Gregoire i inni 1992, Kapuściński 1994, Olejnik 1989).

Równanie bilansu cieplnego warstwy czynnej formułowane jest najczęściej w następującej, uproszczonej postaci:

$$Rn + LE + S + G = 0 \quad (1)$$

gdzie:

Rn — saldo promieniowania,

LE — strumień ciepła utajonego (L jest ciepłem utajonym przemiany fazowej wody, a E jest strumieniem pary wodnej),

S — strumień ciepła jawnego wymienianego z atmosferą,

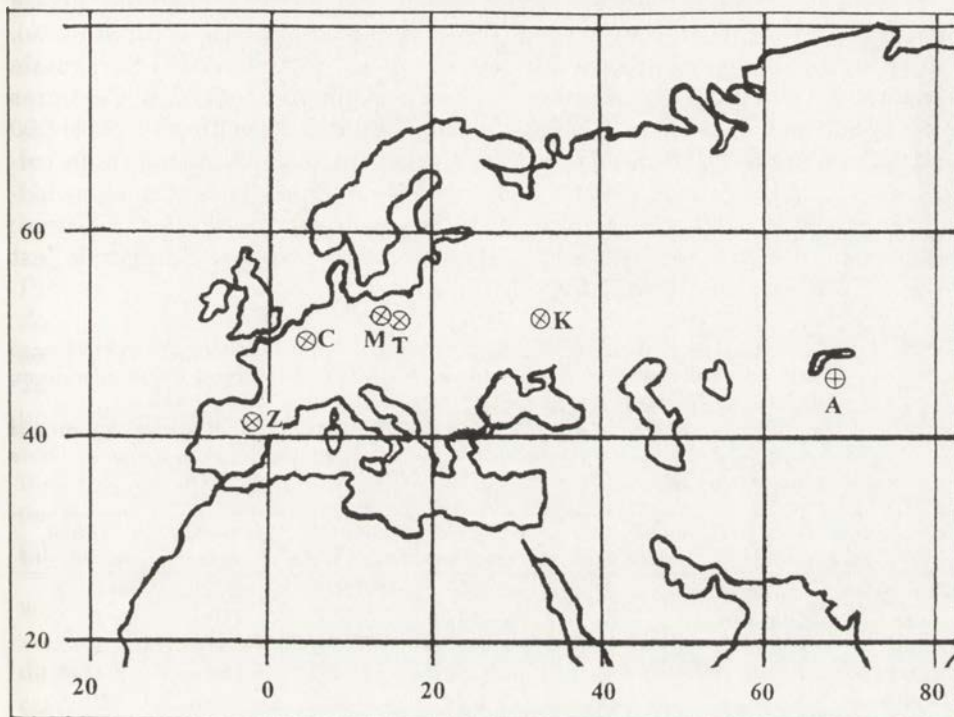
G — strumień ciepła wymienianego z podłożem.

Katedra Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu od szeregu lat prowadzi ekspedycyjne badania struktury bilansu cieplnego różnych ekosystemów położonych w różnych strefach klimatycznych, od pustynnego klimatu Kazachstanu poprzez półsuchy klimat okolic Saragossy, stepowy klimat Kuraska, wilgotny Turwi i Münchebergu, po oceaniczny klimat Cessières. Celem prowadzonych badań było wyjaśnienie roli szaty roślinnej i stopnia uwilgotnienia siedliska w kształtowaniu struktury bilansu cieplnego różnych ekosystemów przy uwzględnieniu wpływu różnych warunków klimatycznych.

TEREN BADAŃ I WARUNKI KLIMATYCZNE

Położenie geograficzne i warunki meteorologiczne stanowisk pomiarowych w Kazachstanie, Rosji, Polsce, Niemczech, Francji i Hiszpanii podane są w tabeli 1 i na rycinie 1. Zgodnie z klasyfikacją Berga (Molga 1983) miejsca pomiarowe leżą w następujących strefach klimatycznych:

- Ałma-Ata — strefa stepu głodowego szerokości umiarkowanych, (stanowisko pomiarowe położone było około 120 km na północ od Ałma-Aty w warunkach półpustyni),
- Kursk — strefa lasostepu,
- Turew, Müncheberg i Cessières — strefa lasów liściastych szerokości umiarkowanych,
- Saragossa — strefa roślinności śródziemnomorskiej.



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk pomiarowych

A — Ałma-Ata, K — Kursk, T — Turew, M — Müncheberg, C — Cessières, Z — Saragossa

Location of measurement sites

A — Ałma-Ata, K — Kursk, T — Turew, M — Müncheberg, C — Cessières, Z — Zaragoza

Średnia temperatura okresu zimowego (XII–II) jest najniższa w Ałma-Acie ($-7,5^{\circ}\text{C}$, tabela 2) i stopniowo rośnie przez Turew i Cessières do Saragossy, gdzie osiąga wartość $7,1^{\circ}\text{C}$ i gdzie średnia miesięczna temperatura powietrza nigdy nie spada poniżej 0°C . Najwyższa średnia temperatura lata (VI–VIII) występuje w Saragossie ($23,0^{\circ}\text{C}$), a najniższa w Münchebergu ($17,1^{\circ}\text{C}$). Różnica pomiędzy średnią temperaturą lata i zimy jest największa w Ałma-Acie i sięga $28,5^{\circ}\text{C}$, a najmniejsza w Saragossie i wynosi tylko $12,9^{\circ}\text{C}$.

W Kazachstanie bardzo małe roczne sumy opadów (średnio około 200 mm) i wysokie temperatury lata są przyczyną niskiej wilgotności względnej i wysokich niedosytów wilgotności (średnia dla lata $< 50\%$ i $13,4\text{ hPa}$). Jednak niskie niedosyty wilgotności zimą powodują, że średni roczny niedosyt wil-

gotności nie tam jest największy, lecz w Saragossie, gdzie średnia roczna suma opadu jest również niska — około 320 mm. Najwyższe średnie opady roczne występują w Cessières (około 660 mm), a w Turwi są o 140 mm niższe. Tylko w Saragossie maksimum opadów występuje wiosną, w pozostałych czterech miejscach przypada na lato. W Cessières minimum opadów występuje wiosną, a w Ałma-Acie jesienią; w pozostałych miejscowościach przypada na okres zimowy. Najwyższe usłonecznienie względne notuje się w Ałma-Acie i Saragossie (średnia wartość roczna wynosi około 55%), znacznie niższe w Kursku, Münchebergu i Cessières (około 35%), a najniższe w Turwi (32%). Najwyższą liczbę godzin usłonecznienia notuje się w Ałma-Acie i Saragossie (średnio 2500 w roku); w Kursku jest ona o około 700 godzin, w Cessières o około 800 godzin, w Münchebergu o około 850 godzin, a w Turwi o około 900 godzin mniejsza. Efektem tego jest najwyższa wartość promieniowania całkowitego i salda promieniowania w Saragossie, średnio wynosząca odpowiednio 5494 i 2210 MJ m⁻² w roku. Najniższe wartości notuje się w Turwi: odpowiednio 3620 i 1465 MJ m⁻². Saldo promieniowania w Saragossie jest więc o 50% większe niż w Turwi.

Tabela 1. Współrzędne geograficzne 6 miejscowości i długość okresu wegetacyjnego (określonego jako okres pomiędzy miesiącem, w którym temperatura przekracza 5°C a miesiącem, w którym temperatura spada poniżej 5°C)
Geographical coordinates of 6 spots and the duration of growing season (determined as a period between the months when the mean air temperature increases above and decreases below 5°C)

Miejscowość	Kraj	Symbol	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	Wysokość npm.	Okres wegetacyjny
Ałma-Ata	Kazachstan	A	43°45'N	77°00'E	420 m	IV–X
Kursk	Rosja	K	51°45'N	36°10'E	150 m	IV–X
Turew	Polska	T	52°30'N	17°00'E	80 m	IV–X
Müncheberg	Niemcy	M	52°35'N	14°10'E	80 m	IX–X
Cessières	Francja	C	49°30'N	3°30'E	60 m	III–XI
Saragossa	Hiszpania	Z	41°30'N	0°50'W	250 m	I–XII

Warunki klimatyczne panujące w omówionych powyżej miejscach można syntetycznie scharakteryzować następująco:

- w Ałma-Acie klimat jest kontynentalny, suchy, z małymi opadami, wysoką temperaturą latem i bardzo niską zimą, niską wilgotnością względną, dużym usłonecznieniem oraz wysokim promieniowaniem całkowitym i saldem promieniowania;
- w Kursku klimat jest kontynentalny, wilgotny z umiarkowanymi opadami, temperaturą, usłonecznieniem i wilgotnością względną, i ze względnie wysokimi wartościami promieniowania całkowitego i salda promieniowania;
- w Turwi i Münchebergu klimat jest przejściowy (pomiędzy kontynentalnym i morskim), z umiarkowaną temperaturą, wilgotnością względną i opadami, niskim usłonecznieniem, promieniowaniem całkowitym i saldem promieniowania;

- w Cessières klimat jest wilgotny, z wysokimi opadami, z umiarkowanym usłonecznieniem, promieniowaniem całkowitym i saldem promieniowania;
- w Saragossie klimat jest ciepły, półsuchy, z niskimi opadami i wilgotnością względną, wysokim usłonecznieniem, promieniowaniem całkowitym i saldem promieniowania.

METODY

POMIARY STRUKTURY BILANSU CIEPLNEGO

Badania terenowe struktury bilansu ciepłego przeprowadzone były za pomocą systemu automatycznych pomiarów meteorologicznych, opracowanego w Katedrze Agrometeorologii (Olejniki 1988, Olejniki i inni 1994, Olejniki, Kapuściński i Tuchółka 1994). Pomiary prowadzono zwykle przez kilka dni, nieprzerwanie w odstępach godzinowych. Strumień ciepła glebowego (G) mierzono bezpośrednio przy użyciu strumieniomierzy glebowych firmy SOJO. Promieniowanie krótkofalowe mierzono za pomocą pyranometrów firmy Kipp-Zonnen, a promieniowanie w pełnym zakresie widmowym mierzono bilansomierzem typu Sontag, obliczając następnie saldo promieniowania (R_n). Temperaturę oraz ciśnienie pary wodnej w powietrzu mierzono na 5 lub 6 poziomach nad powierzchnią czynną za pomocą psychrometrów z czujnikami kwarcowymi (Kędziora i Olejniki 1985). Prędkość wiatru mierzono anemometrami czasowymi o niskim progu czułości ($0,2 \text{ m s}^{-1}$). Te pomiary były podstawą do wyznaczenia pionowych profili temperatury powietrza, ciśnienia pary wodnej i prędkości wiatru za pomocą odpowiednich równań, a następnie — do wyliczenia pionowych strumieni ciepła utajonego (LE) i jawnego (S) według następującego sposobu.

Znajomość pionowego profilu temperatury i prędkości wiatru jest podstawą do określenia stanu równowagi termodynamicznej atmosfery. Stan ten wyznacza się, między innymi, przez wyliczenie liczby Richardsona, która wyraża stosunek sił aerodynamicznego wyporu do sił mechanicznych generujących ruch turbulencyjny. Liczba Richardsona określona jest równaniem (Boyer i inni 1976):

$$Ri = [g/(t + 273)] (\delta t/\delta z)/(\delta u/\delta z)^2 \quad (2)$$

gdzie:

- $\delta t/\delta z$ — pionowy gradient temperatury ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$),
- $\delta u/\delta z$ — pionowy gradient prędkości wiatru (s^{-1}),
- g — przyspieszenie ziemskie, około $9,81 \text{ (m s}^{-2}\text{)}$,
- t — temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$).

Liczba Richardsona bliska zera oznacza stan równowagi obojętnej atmosfery, większa od zera oznacza stan równowagi stałej, a mniejsza od zera oznacza stan równowagi chwiejnej.

Następnie obliczono funkcje równowagi termodynamicznej atmosfery wyrażające wpływ stanu równowagi termodynamicznej na pionową wymianę energii i pary wodnej. Wyliczono je przy użyciu równań zaproponowanych przez Webb i Dyer & Hicks (Monteith 1975):

Tabela 2. Charakterystyka klimatyczna obszarów, w których znajduje się 6 rozpatrywanych miejscowości (wartości średnie za okres 1931–1960)
Climatic characteristics of 6 spots (average values for the period 1931–1960)

Miej- scowość	Charakterystyka meteorologiczna													
	Pora roku	Temperatura				Wilgotność, opady i prędkość wiatru					Promieniowanie			
		<i>t</i>	<i>t</i> max.	<i>t</i> min.	ampl.	rh	<i>e</i>	<i>D</i>	<i>P</i>	<i>u</i>	<i>n</i>	<i>n</i> / <i>N</i>	<i>R_g</i>	<i>R_n</i>
A	Wiosna	8,5	32,7	-18,0	12,8	62	7,6	4,7	50	3,4	686	55	1547	614
	Lato	21,0	41,0	1,3	13,3	47	11,5	13,4	65	3,2	933	68	2083	950
	Jesień	7,3	31,3	-21,0	12,7	57	7,3	4,6	35	3,1	530	52	967	216
	Zima	-7,5	13,0	-43,3	10,9	74	4,2	0,1	50	3,6	323	38	517	-24
	Rok	7,3	12,4	-20,3	12,4	60	7,6	5,7	200	3,3	2472	53	5114	1756
K	Wiosna	6,8	27,0	-16,7	13,3	70	7,3	3,7	115	3,6	675	52	1452	558
	Lato	19,1	38,3	1,7	14,5	64	14,3	7,9	183	2,7	745	51	1747	890
	Jesień	7,0	29,3	-16,7	13,5	76	8,2	2,7	115	3,1	267	26	615	219
	Zima	-6,5	10,7	-34,5	8,6	87	3,6	0,3	106	3,8	147	18	319	-14
	Rok	6,6	26,3	-16,5	12,5	74	8,4	3,6	519	3,3	1834	37	4133	1653
T	Wiosna	8,0	26,4	-8,0	10,0	74	8,0	3,1	125	2,8	493	38	1173	489
	Lato	17,6	35,6	3,2	11,1	70	14,6	5,8	197	2,4	607	42	1553	846
	Jesień	8,5	24,7	-5,9	8,3	83	9,7	2,0	115	2,4	342	31	630	169
	Zima	-1,0	12,5	-21,8	5,7	87	5,2	0,6	92	2,9	140	18	264	-39
	Rok	8,3	24,8	-8,1	8,8	78	9,4	2,9	529	2,6	1582	32	3620	1465

M	Wiosna	7,5	27,3	-9,3	9,9	76	7,9	2,8	113	3,2	524	40	1201	496
	Lato	17,1	37,1	5,2	10,7	75	14,1	5,2	183	2,8	658	45	1607	861
	Jesień	8,7	25,5	-5,5	7,7	85	9,8	1,8	128	3,1	320	32	627	166
	Zima	-0,5	15,0	-21,7	5,4	87	5,5	0,6	103	3,5	152	19	272	-44
	Rok	8,2	26,2	-7,8	8,4	81	9,3	2,6	527	3,1	1654	34	3707	1479
C	Wiosna	9,8	29,9	-4,4	10,1	78	9,6	2,8	133	2,8	540	43	1301	565
	Lato	17,7	37,5	3,9	10,7	72	14,5	5,7	196	2,3	664	47	1660	904
	Jesień	10,5	27,4	-4,3	8,0	78	10,0	3,1	165	2,3	334	32	674	191
	Zima	2,7	17,5	-15,7	5,6	86	6,4	1,0	163	2,8	171	21	323	-12
	Rok	10,2	28,1	-5,1	8,6	78	10,1	3,1	657	2,5	1709	36	3958	1648
Z	Wiosna	13,2	29,8	-1,2	10,7	61	9,4	6,0	95	3,3	675	54	1580	674
	Lato	23,0	38,7	8,0	12,9	56	15,9	12,3	74	3,0	911	68	2102	1092
	Jesień	15,3	29,0	0,5	9,3	70	12,5	5,6	81	2,6	570	56	1116	376
	Zima	7,1	19,1	-8,6	7,5	74	7,4	2,7	69	3,1	400	46	696	68
	Rok	14,7	29,1	-0,3	10,1	65	11,3	6,6	319	3,0	2556	56	5494	2210

A — Ałma-Ata, K — Kursk, T — Turew, M — Müncheberg, C — Cessières, Z — Saragossa

t — temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), t max. — temperatura maksymalna ($^{\circ}\text{C}$), t min. — temperatura minimalna ($^{\circ}\text{C}$), ampl. — różnica pomiędzy dobowym maksimum i minimum temperatury ($^{\circ}\text{C}$), rh — wilgotność względna (%), e — ciśnienie pary wodnej (hPa), D — niedosyt wilgotności (hPa), P — suma opadów (mm), u — prędkość wiatru na 2 m (m s^{-1}), n — usłonecznienie (godz.), n/N — usłonecznienie względne (%), R_g — suma promieniowania całkowitego (MJ m^{-2}), R_n — suma salda promieniowania (MJ m^{-2})

t — air temperature ($^{\circ}\text{C}$), t max. — maximum air temperature ($^{\circ}\text{C}$), t min. — minimum air temperature ($^{\circ}\text{C}$), ampl. — difference between daily maximum and daily minimum air temperature ($^{\circ}\text{C}$), rh — relative humidity (%), e — water vapour pressure (hPa), D — water vapour deficit (hPa), P — total of precipitations (mm), u — wind velocity on 2 m (m s^{-1}), n — sunshine duration (hours), n/N — relative sunshine duration (%), R_g — sum of global solar radiation (MJ m^{-2}), R_n — sum of net radiation (MJ m^{-2})

$$\Phi_V = \Phi_H = \Phi_M = (1 - 5 Ri)^{-1}, \quad \text{gdy } Ri > 0 \text{ (równowaga stała)} \quad (3)$$

$$\Phi_V = \Phi_H = \Phi_M^2 = (1 - 16 Ri)^{-0,5}, \quad \text{gdy } Ri < 0 \text{ (równowaga chwiejna)} \quad (4)$$

gdzie:

Φ_M — funkcja odnosząca się do pędu,

Φ_H — funkcja odnosząca się do strumienia ciepła,

Φ_V — funkcja odnosząca się do strumienia pary wodnej.

Równoważność funkcji Φ_V i Φ_H pozwala na utworzenie jednej wspólnej funkcji dla strumienia ciepła i pary wodnej, która zależy od warunków stabilności atmosfery i ma postać:

$$F = (\Phi_V \Phi_M)^{-1} = (\Phi_H \Phi_M)^{-1} \quad (5)$$

Korzystając z (4) i (5) otrzymuje się:

$$F = (1 - 5 Ri)^2, \quad \text{gdy } Ri > 0 \quad (6)$$

$$F = (1 - 16 Ri)^{0,75}, \quad \text{gdy } Ri < 0 \quad (7)$$

Wobec tego, wartości strumienia ciepła utajonego i jawnego były obliczone za pomocą równań:

$$LE = -\rho c/\gamma [(z-d) \kappa]^2 (\delta e/\delta z) / (\delta u/\delta z) F \quad (8)$$

$$S = -\rho c [(z-d) \kappa]^2 (\delta e/\delta z) / (\delta u/\delta z) F \quad (9)$$

gdzie:

ρ — gęstość powietrza $\approx 1,2 \text{ (kg m}^{-3}\text{)},$

γ — stała psychrometryczna $= 0,66 \text{ (hPa K}^{-1}\text{)},$

c — ciepło właściwe powietrza $= 1004 \text{ (J kg}^{-1} \text{K}^{-1}\text{)},$

d — wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej, wynosząca około 2/3 wysokości roślin (m),

e — ciśnienie pary wodnej (hPa),

κ — stała von Karmana $= 0,41$ (wielkość bezwymiarowa),

t — temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$),

u — prędkość wiatru (m s^{-1}),

z — wysokość nad powierzchnią gruntu (m),

lub:

$$LE = -(Rn + G) / (1 + \beta) \quad (10)$$

$$S = -(Rn + G) / (1 + 1/\beta) \quad (11)$$

gdzie:

β — stosunek Bowena $= \gamma \delta t/\delta e,$

pozostałe symbole jak poprzednio.

MODEL EMPIRYCZNY STRUKTURY BILANSU CIEPLNEGO

Na podstawie wyników badań terenowych opracowano model służący do oszacowania składników bilansu cieplnego (Kędziora i inni 1989, 1994; Olejnik i Kędziora 1991). W tym modelu danymi wejściowymi są standardowe dane meteorologiczne i informacja o fazie rozwojowej roślin. Początkowo oblicza się współczynnik agrometeorologiczny W za pomocą wzoru:

$$W = [100 (D \cdot u^{0,5})^{\arctg(\pi/2 f)}] / [t \cdot (0,4 + n/N)] \quad (12)$$

LE i S oblicza się za pomocą równań 10 i 11, w których występuje stosunek Bowena β . Wartość stosunku Bowena w funkcji współczynnika W określa się za pomocą równań empirycznych, uzyskanych na podstawie wyników pomiarów prowadzonych przez autorów pracy w różnych strefach klimatycznych. Funkcje te wyznaczono dla następujących typów pokrycia roślinnego i warunków wilgotnościowych.

Ugór w naturalnych warunkach wilgotnościowych:

$$\text{— w klimacie suchym (Alma-Ata):} \quad \beta = 28/W + 0,5 \quad (13)$$

$$\text{— w klimacie półsuchym (Saragossa):} \quad \beta = 15/W + 0,2 \quad (14)$$

$$\text{— w klimacie wilgotnym (pozostałe miejsca):} \quad \beta = 12,75/(W + 3,7) - 0,02 \quad (15)$$

Rośliny uprawne w naturalnych warunkach wilgotnościowych:

$$\text{— w klimacie suchym (Alma-Ata):} \quad \beta = 18/W + 0,3 \quad (16)$$

$$\text{— w klimacie półsuchym (Saragossa):} \quad \beta = 13/W + 0,2 \quad (17)$$

$$\text{— w klimacie wilgotnym według wzoru (15).}$$

Rośliny uprawne przy pełnym nawodnieniu, dla wszystkich klimatów:

$$\beta = 5,14/(W + 2,86) - 0,2 \quad (18)$$

Saldo promieniowania (Kędziora i inni 1989) oblicza się według wzorów:

$$Rn = Rs + Rl \quad (19)$$

przy czym:

$$Rs = (1 - \alpha) Ro (a + b n/N) \quad (20)$$

$$Rl = -\sigma (t + 273)^4 (a' + b' e^{0,5}) (0,1 + 0,9 n/N) \quad (21)$$

Strumień ciepła glebowego oblicza się według wzoru opracowanego przez autorów na podstawie wyników własnych badań:

$$G = 0,2 Rn (1 - f) \sin [\pi/6(i - 1)] \quad (22)$$

W równaniach (12)–(22) symbole oznaczają:

- σ — stała Stefana–Boltzmanna = $5,68 \cdot 10^{-8}$ ($W m^{-2} K^{-4}$),
- D — niedosyt wilgotności (hPa),
- f — faza rozwojowa roślin (wielkość bezwymiarowa, od 0 do 1),

i — numer kolejny miesiąca, poczynając od stycznia,
n/N — usłonecznienie względne (wielkość bezwymiarowa, od 0 do 1),
R₀ — natężenie promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery (W m^{-2}),
R_s — saldo promieniowania krótkofalowego,
R_l — saldo promieniowania długofalowego,
 α — albedo (wielkość bezwymiarowa, w częściach jedności),
a, b, a', b' — współczynniki liczbowe wyznaczone empirycznie, dla Polski wynoszą one: $a = 0,22$, $b = 0,54$, $a' = 0,56$, $b' = 0,08$;
 pozostałe symbole jak w poprzednich równaniach.

Wszystkie wielkości występujące w modelu są średnimi miesięcznymi.

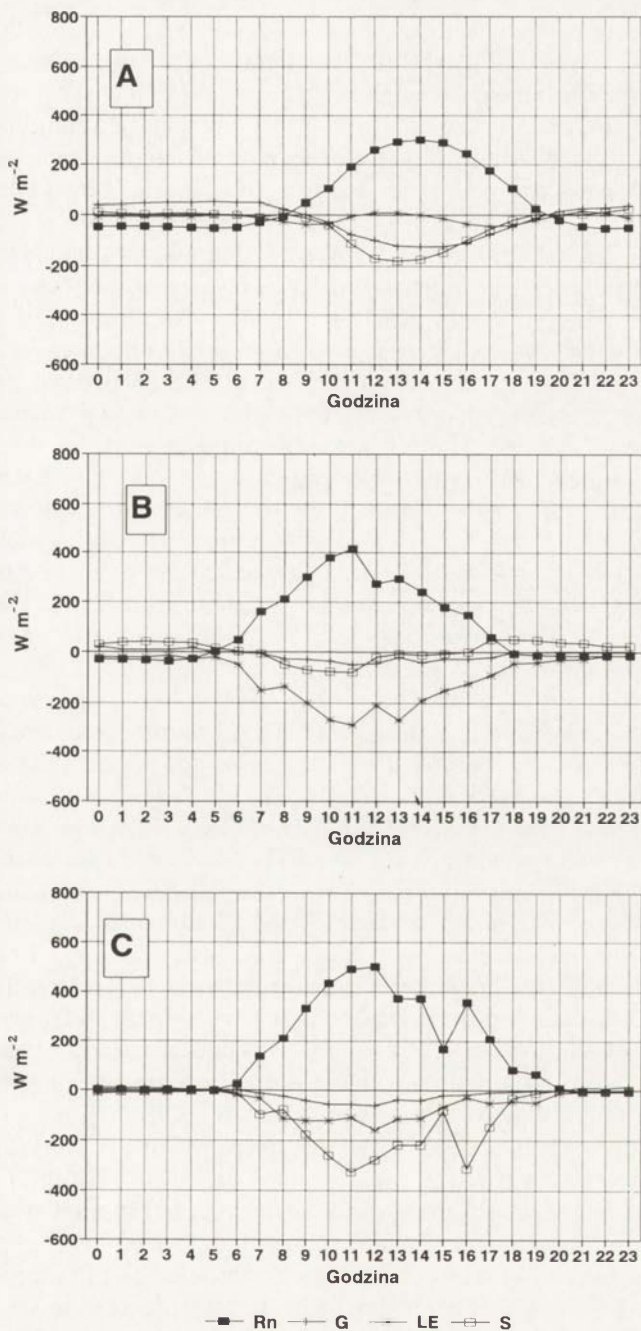
WYNIKI I DYSKUSJA WYNIKÓW

WPLYW RODZAJU POWIERZCHNI CZYNNEJ NA DOBOWY PRZEBIEG SKŁADNIKÓW BILANSU CIEPLNEGO

Dobowy przebieg składników bilansu cieplnego i jego struktury kształtowane są głównie przez trzy czynniki:

- ilość energii słonecznej dopływającej do ekosystemu, która głównie zależy od szerokości geograficznej i od zachmurzenia,
- fizyczne właściwości powierzchni czynnej, głównie obfitość i struktura szaty roślinnej,
- wilgotność siedliska, która determinuje intensywność procesu parowania, a tym samym natężenie strumienia ciepła utajonego.

Typowe dzienne przebiegi składników bilansu cieplnego w dzień bezchmurny, uwzględniające różne rodzaje szaty roślinnej i wilgotności siedliska, są przedstawione na rycinie 2. Charakterystyka powierzchni czynnej i stanu pogody dla tych przykładowych dni, a także średnie dobowe wartości składników bilansu cieplnego oraz stosunków między nimi są zebrane w tabeli 3. W klimacie półpustynnym Kazachstanu, przy bardzo ubogiej szacie roślinnej i niskiej wilgotności siedliska (ryc. 2A), turbulencyjny strumień ciepła jawnego jest głównym składnikiem rozchodowym bilansu cieplnego. W okresie dziennym niewiele mniejsze wartości przyjmuje strumień ciepła glebowego. Natomiast strumień ciepła utajonego związany z turbulencyjnym transportem pary wodnej jest bardzo mały, a momentami może nawet zmieniać znak na dodatni; oznaczałoby to, że w tym okresie zamiast parowania ma miejsce kondensacja pary wodnej. Zjawisko to — być może — ma swoje wytłumaczenie w położeniu stanowiska pomiarowego. Miejsce pomiarów leżało bowiem około 120 km na północ od pasma górskiego Tien-Szan. Przy niezwykle małej wilgotności względnej i niskim ciśnieniu pary wodnej w przygruntowych warstwach atmosfery, wilgotne wiatry wiejące z południa wytwarzają inwersję pionowego profilu ciśnienia pary wodnej, co powoduje przepływ strumienia pary od atmosfery do powierzchni czynnej i jej kondensację w spękaniach glebowych. Oczywiście są to ilości znikome, sięgające ułamka milimetra warstwy wody w ciągu doby.



Ryc. 2. Typowy przebieg dobowy składników bilansu cieplnego wybranych ekosystemów w różnych strefach klimatycznych

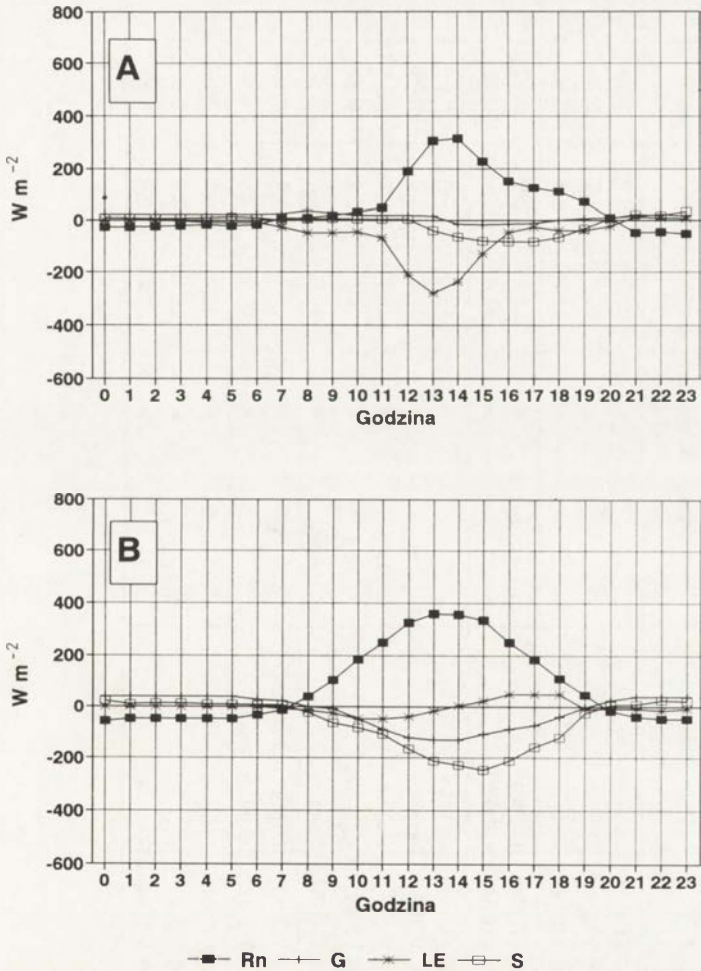
A — Alma-Ata, B — Turew, z roślinnością w trakcie rozwoju, C — Turew, z roślinnością dojrzałą
 Typical daily course of heat balance components for chosen ecosystems in different climatic zones
 A — Alma-Ata, B — Turew, with growing plant-cover, C — Turew, with plant-cover fully developed

Zupełnie inna jest struktura i przebieg dobowy składników bilansu cieplnego w Turwi, w warunkach klimatu wilgotnego i przy dobrze rozwiniętej szacie roślinnej. Tutaj największą pozycją rozchodową jest strumień utajonego ciepła parowania. Jego przebieg stanowi prawie zwierciadlane odbicie przebiegu salda promieniowania (ryc. 2B). Strumień ciepła jawnego przyjmuje w godzinach popołudniowych znak dodatni, co oznacza, że nad silnie parującą powierzchnią łąnu roślin wytworzyła się inwersja temperatury i płynące z atmosfery ciepło wspomaga proces parowania. Jednak, gdy powierzchnia gleby pokryta jest roślinami już dojrzałymi i nie będącymi aktywnym transpiratorem, wtedy strumień ciepła utajonego jest znacznie mniejszy, gdyż składa się nań tylko parowanie z gleby i parowanie wody opadowej z powierzchni roślin, brak jest natomiast transpiracji (ryc. 2C). Wówczas, podobnie jak w warunkach ubogiej roślinności, największą pozycją rozchodową jest strumień ciepła jawnego. Godny podkreślenia jest fakt, że wartości R_n w Ałma-Acie w dniach o dużym usłonecznieniu ($n/N = 0,95$ i $0,80$) są i tak mniejsze niż wartość R_n w Turwi przy usłonecznieniu wynoszącym tylko $0,52$ (tab. 3). Przyczyną tego stanu rzeczy jest znacznie większe albedo powierzchni suchej gleby w Ałma-Acie ($\alpha = 0,33$) niż powierzchni lucerny w Turwi ($\alpha = 0,23$) i znacznie wyższa temperatura powierzchni czynnej w Ałma-Acie niż w Turwi, powodująca większe wypromieniowanie energii cieplnej w zakresie długofalowym.

W ciągu doby (tab. 3), w wyniku silnego wypromieniowania w porze nocnej, w klimacie półpustynnym Ałma-Aty notuje się najmniejszą średnią dobową wartość R_n (70 W m^{-2}), mniejszą niż w Turwi (106 W m^{-2}) czy w Cessières (145 W m^{-2}). W rozpatrywanych dniach parowanie rzeczywiste w Ałma-Acie wyniosło $0,32 \text{ mm doba}^{-1}$, podczas gdy w Cessières $1,98$, a w Turwi $3,53 \text{ mm doba}^{-1}$. W Ałma-Acie powierzchnia czynna wykorzystała na parowanie tylko 13% salda promieniowania (wartość stosunku $\theta = LE/R_n$ — tab. 3), podczas gdy w Cessières 39% , a w Turwi aż 94% . W dniu 16 VII 1993 r. z pola buraków cukrowych w Cessières wyparowało $5,36 \text{ mm}$ wody i na ten proces zużyte zostało 93% R_n , czyli tyle samo, co z pola lucerny w Turwi 9 VIII 1987 r. Stosunek Bowena (β) w omawianych wyżej przypadkach przyjmował wartości od około zera w Turwi i Cessières przy dobrze rozwiniętych pokrywach roślinnych, poprzez około $2,0$ nad polem dojrzałego grochu, do prawie $5,0$ nad powierzchnią półpustyni w Ałma-Acie (tab. 3).

Zupełnie inna sytuacja przedstawiona jest na rycinie 3. Dotyczy ona dwóch kolejnych dni w Ałma-Acie. W pierwszym z nich (20 VII 1989) od wschodu słońca do godziny 10 przebieg składników bilansu był typowy dla dnia pogodnego (ryc. 3A). O godzinie 10 rozpoczął się opad, który w ciągu dwóch godzin wyniósł 2 mm . Od chwili wystąpienia opadu strumień ciepła utajonego wzrósł, osiągając wartość równą R_n . Intensywne parowanie trwało do godziny 16, aż do momentu wyparowania wody opadowej. W tym dniu struktura bilansu cieplnego i przebieg dobowy jego składników były podobne do przebiegu w Turwi czy Cessières. Jednak w tej sytuacji decydował o tym czynnik fizyczny, mianowicie opad atmosferyczny, zapewniający proces parowania z cienkiej powierzchniowej wilgotnej warstwy gleby, podczas gdy w Turwi i Cessières

o wartości strumienia ciepła utajonego decydował czynnik biologiczny — żywa aktywna pokrywa roślinna, która czerpała wodę z głębszych warstw gleby. W następnym dniu (ryc. 3B) sytuacja wraca do normalnej w tych warunkach klimatycznych, tj. takiej, że największym składnikiem strony rozchodowej jest strumień ciepła jawnego. Średnie dobowe wartości składników bilansu cieplnego w tych dwóch dniach różnią się zasadniczo. W dniu z opadem na parowanie wykorzystane zostało 107% R_n , a ilość wyparowanej wody była równa sumie opadu w tym dniu. Suma energii wykorzystanej na parowanie i na ogrzewanie powietrza przekroczyła o 11 W m^{-2} wartość R_n . Ten niedobór został uzupełniony strumieniem ciepła intensywnie płynącego z głębi gleby. Taką sytuację spowodowało wytworzenie się dużego gradientu tem-



Ryc. 3. Przebieg dobowy składników bilansu cieplnego w klimacie pustynnym
A — w dniu z opadem, B — w dniu bez opadu

Daily course of heat balance components for desert climate
A — the day with rainfall, B — the day without rainfall

Tabela 3. Charakterystyka powierzchni czynnej, stan pogody oraz średnie dobowe wartości składników bilansu cieplnego dla 15 przykładowych dni
Nature of active surface, type of weather and mean daily values of components of the heat balance during 15 days

Miejsco- wość	Data	Stan powierzchni czynnej			Stan pogody				ETP	ETR	ETR/ /ETP
		Rodzaj roślin	Wysokość (m)	Wilgotność gleby	<i>t</i>	<i>u</i>	<i>n/N</i>	<i>P</i>			
A	20 VIII 89	półpustynne	kilka cm	s	23,5	4,9	0,20	2,0		2,08	
	21 VIII 89	naturalne niskie		s	22,2	1,7	0,95	—		-0,07	
	25 VIII 89	zakrzaczenia i trawa		s	25,4	2,4	0,80	—		0,32	
K	11 VII 88	buraki	0,60–0,65	s	15,9	3,0	0,05	—		1,34	
	17 VII 88	cukrowe		w	20,6	2,7	0,45	—		4,69	
T	13 VII 83	lucerna skoszona	0,05	w	19,7	1,5	0,37	—	3,5	2,8	0,80
	17 VIII 83	po orce	—	s	19,8	1,2	0,34	—	2,6	0,9	0,34
	16 V 84	rzepak	1,30	w	15,9	2,9	0,31	—	3,4	4,5	1,32
	30 VI 85	pszenica	0,95	s	16,6	2,3	0,41	0,6	3,6	3,5	0,97
	9 VIII 87	lucerna	0,55	w	16,0	1,8	0,52	10,7		3,53	
C	16 VII 93	buraki cukrowe	0,35–0,40	w	20,3	2,4	0,35	—		5,36	
	16 VII 93	dojrzały groch	—	w	20,7	2,4	0,35	—		1,98	
Z	10 VII 94	lucerna	0,25–0,30	w	26,0	0,5	0,95	—		6,28	
	16 VII 94	lucerna	0,30–0,40	w	26,3	3,0	0,20	—		4,55	
	17 VII 94			w	30,2	0,8	0,95	—		7,37	

s — sucha, w — wilgotna
s — dry, w — humid

Tabela 3 (cd.)

Miejscowość	Data	Składniki bilansu cieplnego ($W\ m^{-2}$)				Stosunki		
		Rn	LE	S	G	LE/Rn	S/Rn	S/LE
A	20 VIII 89	55	-59	-5	9	-1,07	-0,09	0,08
	21 VIII 89	83	2	-67	-18	0,02	-0,81	-33,50
	25 VIII 89	70	-9	-44	-17	-0,13	-0,62	4,90
K	11 VII 88	60	-38	-18	-4	-0,63	-0,30	0,47
	17 VII 88	149	-133	-7	-9	-0,89	-0,05	0,05
T	13 VII 83	149	-79	-75	5	-0,53	-0,50	0,95
	17 VIII 83	65	-25	-30	-11	-0,38	-0,46	1,20
	16 V 84	115	-127	37	-25	-1,10	0,32	-0,29
	30 VI 85	126	-100	-12	-14	-0,79	-0,10	0,12
	9 VIII 87	106	-100	2	-7	-0,94	0,02	-0,02
C	16 VII 93	164	-152	-6	-6	-0,93	-0,04	0,04
	16 VII 93	145	-56	-77	-12	-0,39	-0,53	1,47
Z	10 VII 94	181	-178	13	-16	-0,98	0,07	-0,07
	16 VII 94	65	-129	48	16	-1,98	0,74	-0,37
	17 VII 94	182	-209	39	-12	-1,14	0,21	-0,18

ETP — parowanie potencjalne (mm), *ETR* — parowanie rzeczywiste (mm)

ETP — potential evaporation (mm), *ETR* — actual evaporation (mm)

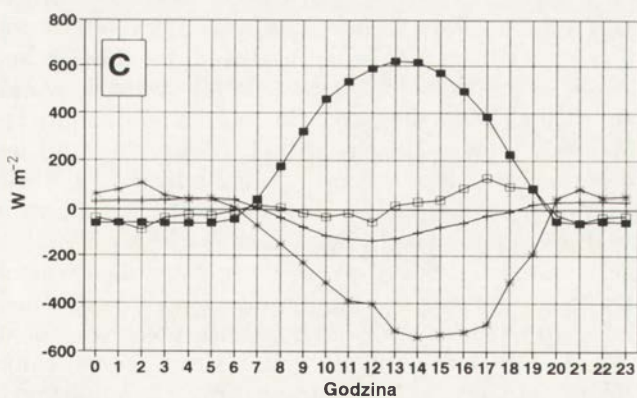
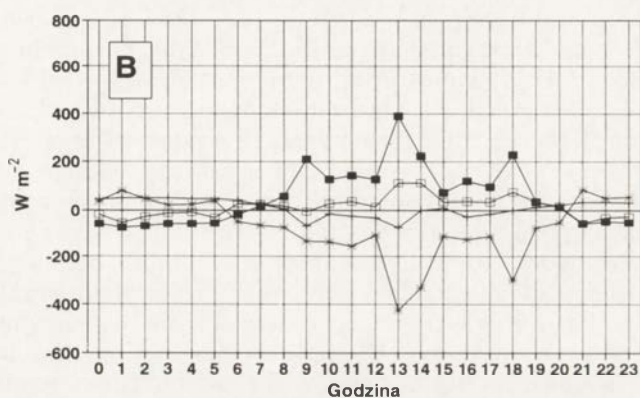
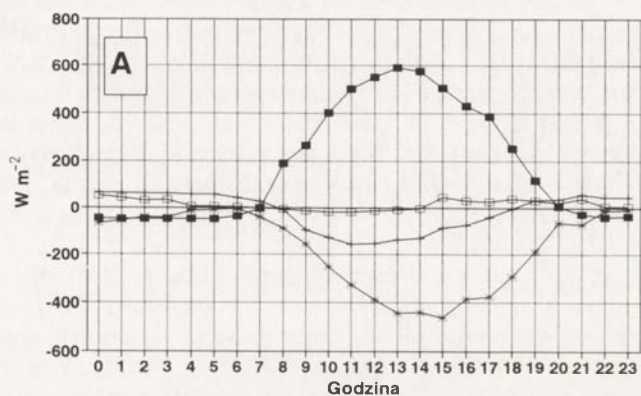
peratury w wierzchniej warstwie gleby w wyniku silnego ochłodzenia jej powierzchni przez deszcz przy jednocześnie wysokiej temperaturze na głębokości kilku centymetrów. Natomiast w następnym dniu 81% R_n zostało wykorzystane na ogrzewanie powietrza, a strumień LE przyjął już od godziny 14 wartości dodatnie, co dało w efekcie dodatnią średnią dobową wartość tego strumienia.

W sytuacji dobrego uwilgotnienia siedliska, dobrze rozwiniętej i obfitej szaty roślinnej, proces ewapotranspiracji może być tak intensywny, że zużywa się nań więcej energii niż wynosi wartość R_n . Wytwarza to inwersję temperatury nad tą powierzchnią i powoduje dopływ ciepła z wyższych warstw atmosfery do silnie parującej powierzchni. Przykładem takiej sytuacji jest pole rzepaku w Turwi w dniu 16 V 1984 r. (tab. 3). Przy dużym saldzie promieniowania (115 W m^{-2}) na parowanie zużyte zostało aż 127 W m^{-2} , czyli 110% salda promieniowania, a z atmosfery płynął strumień S o średniej gęstości 37 W m^{-2} . Współczynnik Bowena wyniósł w tym dniu $-0,29$.

Podobną sytuację obserwowano na nawadnianym polu lucerny w półsuchym klimacie okolic Saragossy (ryc. 4). W dniach 10 i 17 VII 1994 r. (ryc. 4A i C), przy całkowicie bezchmurnym niebie, przebiegi składników bilansu są regularne, z typowym opóźnieniem fazowym przebiegu strumienia LE względem R_n . Przy wysokich wartościach salda promieniowania suma energii zużyta na parowanie osiągnęła wartość salda promieniowania, lub nawet nieco ją przekroczyła. Całość niedoborów energetycznych została skompensowana strumieniem ciepła jawnego S płynącego od atmosfery. Do gleby płynęło nieco mniej niż 10% R_n . Jednak w dniu 16 VII 1994 r. (ryc. 4B), przy prawie całkowitym zachmurzeniu, saldo promieniowania było trzykrotnie niższe niż w dwóch poprzednio omawianych dniach (wyniosło zaledwie 65 W m^{-2}), a pomimo to strumień LE zmniejszył się tylko o około 30%, przekraczając dwukrotnie wartość R_n . Braki uzupełnione zostały strumieniami ciepła płynącego z atmosfery S i z gleby G . Te fakty zdają się świadczyć o istnieniu zasady priorytetu procesu parowania przy ograniczonej ilości dostępnej energii. Wszystkie inne procesy przenoszenia energii od warstwy czynnej zachodzą tylko w takim stopniu, jaki zapewnia maksymalną intensywność procesu parowania, ograniczonego jedynie dostępnością wody. Jednym z argumentów tłumaczących to zjawisko jest fakt największego wzrostu entropii w procesie parowania (entropia oznacza stosunek ilości energii cieplnej biorącej udział w przemianie termodynamicznej do temperatury, w której odbywa się proces). Proces parowania prowadzi do ochłodzenia powierzchni parującej, a więc wzrost entropii musi być większy niż w każdym innym procesie wymiany ciepła pomiędzy warstwą czynną a atmosferą i podłożem.

WPLYW RODZAJU POWIERZCHNI CZYNNEJ NA SEZONOWĄ ZMIENNOŚĆ STRUKTURY BILANSU CIEPLNEGO

Najważniejszymi czynnikami decydującymi o sezonowej zmienności struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej są przebiegi wegetacji i opadów atmosferycznych. Pod tym względem ekosystemy roślinne można podzielić na cztery rodzaje:



■ Rn + G ▲ LE ○ S

Ryc. 4. Przebieg dobowy składników bilansu ciepłego nawadnianego pola lucerny w klimacie półsuchym

A, C — w dni bezchmurne, B — w dniu pochmurnym

Daily course of heat balance components of irrigated alfalfa field in semi-arid climate

A, C — the cloudless day, B — the cloudy day

1. Ekosystemy, w których główny okres wegetacyjny przypada na wiosnę i wczesne lato; tutaj należą zboża ozime i rzepak;

2. Ekosystemy, w których główny okres wegetacyjny przypada na lato i wczesną jesień; do nich należy zaliczyć okopowe (ziemniaki i buraki) oraz kukurydzę;

3. Ekosystemy, które mają w roku przynajmniej dwa okresy wzrostu i kosenia; są to użytki zielone (łąki kośne oraz lucerna i inne pastewne);

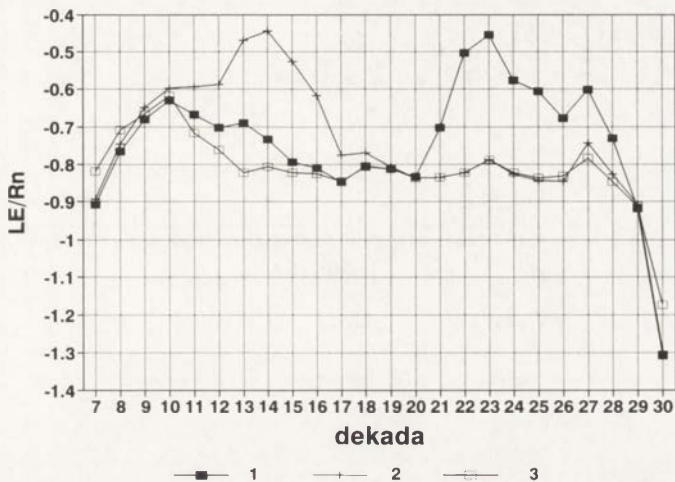
4. Ekosystemy leśne, których okres wegetacyjny obejmuje czas od wiosny do jesieni.

Z analizy sezonowego przebiegu stosunku $\theta = LE/Rn$ dla lasu, ozimin i buraków cukrowych (ryc. 5) wynika, że część wielkości Rn wykorzystywana na parowanie jest zdeterminowana zmiennością sezonową szaty roślinnej. W przypadku lasu tylko na początku okresu wegetacyjnego stosunek $\theta = LE/Rn$ jest mniejszy od 0,8. Poczynając od początku maja wartość tego stosunku przekracza 0,8. Stan taki trwa aż do końca okresu wegetacji. Przebiegi sezonowe stosunku $\theta = LE/Rn$ dla ozimin i buraków są całkowicie różne od siebie. Oziminy mają przebieg stosunku θ podobny do przebiegu dla lasu, od początku wegetacji do końca lipca, natomiast buraki — od końca czerwca do końca okresu wegetacji. Spostrzeżenie powyższe potwierdza przebieg sezonowy stosunku Bowena dla tych trzech ekosystemów (ryc. 6).

Wpływ rozwoju pokrywy roślinnej na strukturę bilansu cieplnego jest modyfikowany przez warunki wilgotnościowe panujące w sezonie wegetacyjnym. Modyfikacja polega na zwiększeniu się różnic przebiegu θ i β pomiędzy ekosystemami z dobrze rozwiniętą pokrywą roślinną i bez niej (ryc. 7 i 8). Na rycinie 7 przedstawiono przebieg stosunku θ w Turwi dla buraków i ozimin w roku suchym (A), w którym suma opadów w okresie wegetacyjnym wynosiła 239 mm i w roku normalnym (B), w którym suma opadów wynosiła 361 mm. Średnia wieloletnia suma opadów dla okolic Turwi w okresie wegetacyjnym wynosi 375 mm. Również rozkład opadów w poszczególnych częściach sezonu wegetacyjnego był różny w tych dwóch latach; w okresie pierwszych 12 dekad w roku 1992 spadło 159 mm, a w roku 1993 — 116 mm. W drugiej części sezonu wegetacyjnego (od 19 do 30 dekady) w 1992 r. spadło 80 mm, a w roku 1993 — 245 mm. Odpowiednio do tej sytuacji, w okresie wiosny i wczesnego lata różnica pomiędzy stosunkiem θ dla pola ozimin i pola buraków jest większa w 1993 r. niż w 1992 r. Jednak w okresie lata i jesieni różnica tego stosunku pomiędzy polem ozimin i polem buraków jest większa w 1992 roku, kiedy było znacznie mniej opadów. To samo spostrzeżenie potwierdza analiza przebiegu stosunku Bowena w tych dwu latach (ryc. 8A i B).

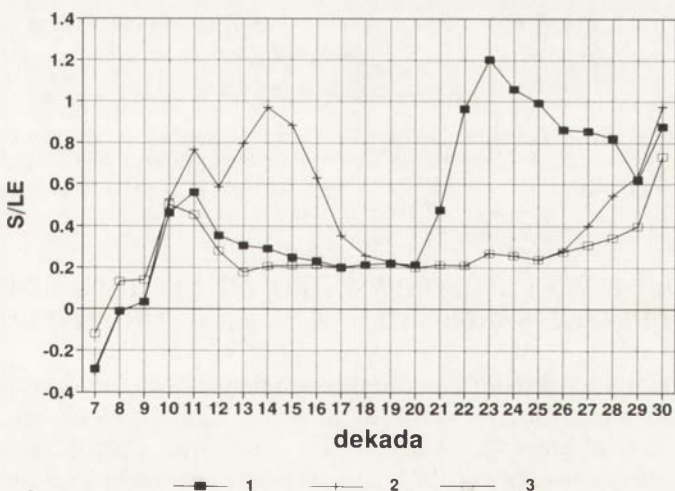
Porównując średnie dla całego okresu wegetacyjnego wartości stosunku $\theta = LE/Rn$ i stosunku Bowena (ryc. 9) dla różnych ekosystemów zauważamy, że przechodzeniu od ekosystemu o najbogatszej pokrywie roślinnej do ekosystemów coraz uboższych towarzyszy zmniejszanie się stosunku θ i wzrost stosunku β . Różnica ta jest jednak istotna przy zmianie typu ekosystemu, a nie — jego rodzaju; np. dla wszystkich trzech ekosystemów polowych (rzepak, buraki cukrowe, pszenica) różnica jest znikoma. Jedynie powierzchnia gleby pozbawiona roślin zużywa na ogrzewanie powietrza więcej niż 3/4 energii zużywanej na parowanie (wartość stosunku Bowena wynosi dla ugoru 0,76). Natomiast las zużywa na ogrzewanie powietrza 12 razy mniej energii niż zużywa jej na parowanie.

Odpowiednie formowanie struktury pokrywy roślinnej w krajobrazie jest więc narzędziem kształtowania warunków mikroklimatycznych i struktury bilansu wodnego krajobrazu.



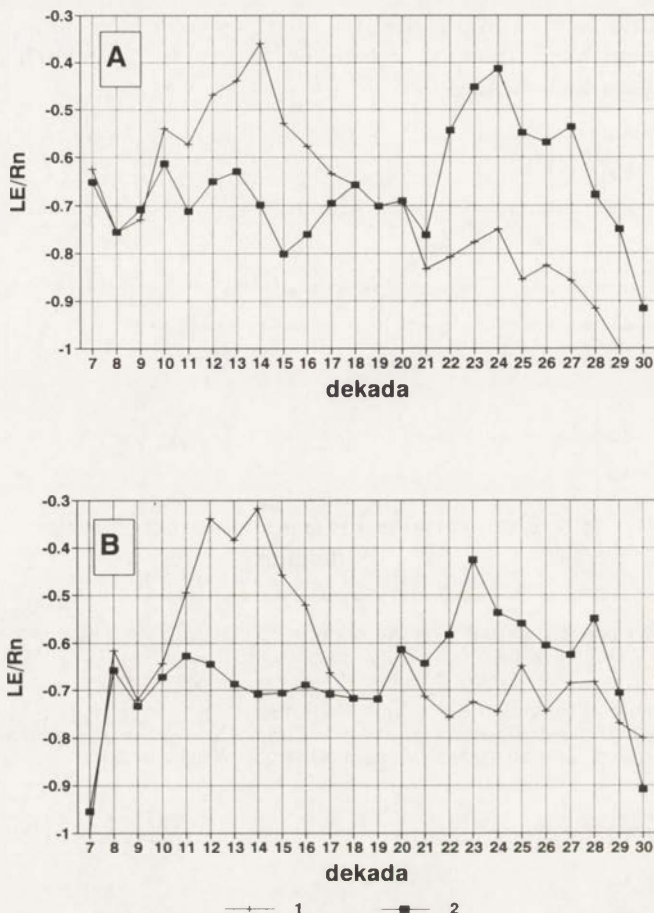
Ryc. 5. Sezonowy przebieg stosunku LE/R_n dla różnych ekosystemów w okresie wegetacyjnym, od 7 do 30 dekady roku, w Turwi (wartości średnie za lata 1981–1990)
1 — oziminy, 2 — buraki cukrowe, 3 — las iglasty

The seasonal course of the ratio LE/R_n for different ecosystems during growing season from the 7th to the 30th ten-day period of the year in Turew (the average from 1981 to 1990)
1 — winter crop, 2 — sugar beat, 3 — coniferous forest



Ryc. 6. Sezonowy przebieg stosunku S/LE dla różnych ekosystemów w okresie wegetacyjnym, od 7 do 30 dekady roku, w Turwi (wartości średnie za lata 1981–1990)
1 — oziminy, 2 — buraki cukrowe, 3 — las iglasty

The seasonal course of the ratio S/LE for different ecosystems during growing season from the 7th to the 30th ten-day period of the year in Turew (the average from 1981 to 1990)
1 — winter crop, 2 — sugar beat, 3 — coniferous forest



Ryc. 7. Sezonowy przebieg stosunku LE/Rn dla buraków cukrowych (1) i ozimin (2) w Turwi
A — w suchym roku 1992, B — w normalnym roku 1993

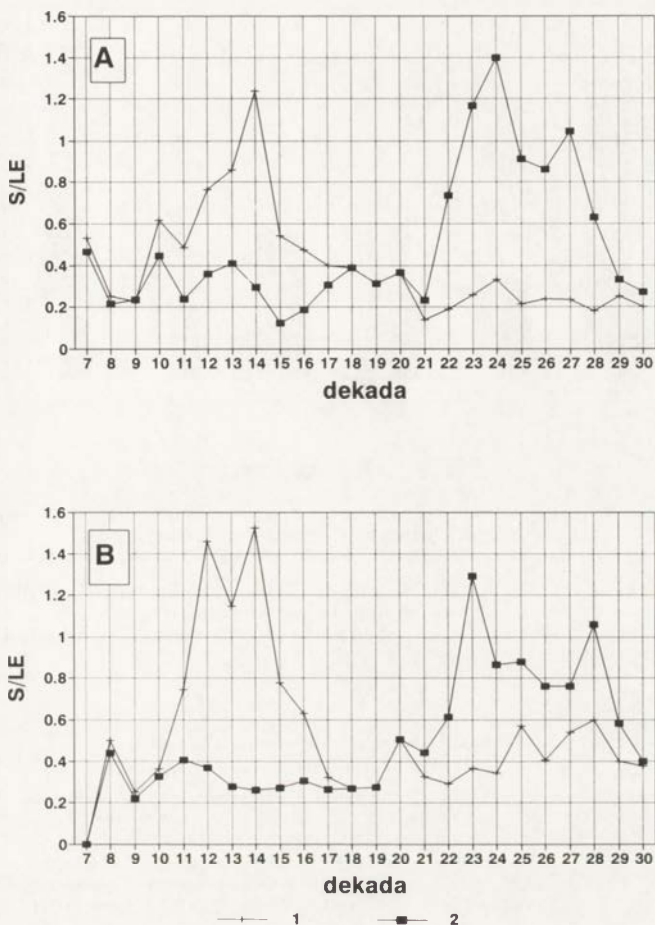
The seasonal course of the ratio LE/Rn for sugar beet (1) and winter crop (2) in Turew
A — dry year 1992, B — normal year 1993

SYNERGIZM WPLYWU POKRYWY ROŚLINNEJ I WILGOTNOŚCI SIEDLISKA NA STRUKTURĘ BILANSU CIEPLNEGO

Biorąc pod uwagę dane meteorologiczne i fenologiczne oraz wykorzystując matematyczny model oszacowania składników bilansu cieplnego, obliczono średnie dla okresu wegetacji wartości Rn i LE oraz wartość stosunku $\theta = LE/Rn$, w 5 miejscowościach dla trzech typów powierzchni czynnej:

- ugór,
- pszenica ozima o naturalnej wilgotności,
- pszenica ozima o pełnej wilgotności siedliska (nawadnianie).

Następnie obliczono wartość pewnego wskaźnika ω wyrażającego stopień wilgotności klimatu. Wskaźnik ten wyliczono według wzoru:



Ryc. 8. Sezonowy przebieg stosunku S/LE dla buraków cukrowych (1) i ozimin (2) w Turwi
A — w suchym roku 1992, B — w normalnym roku 1993

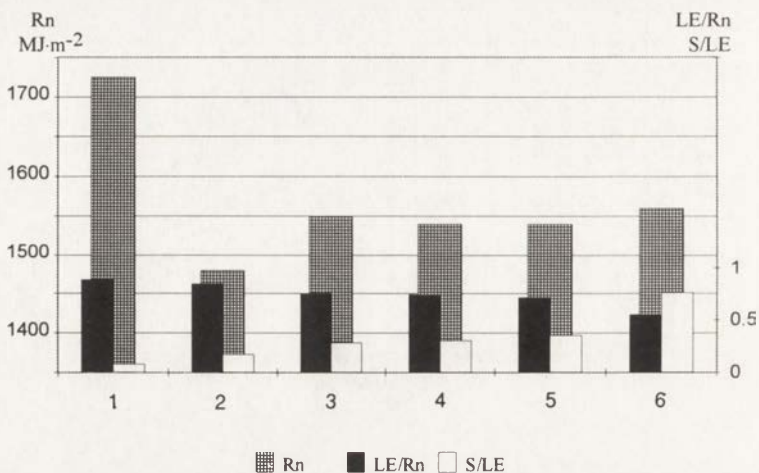
The seasonal course of the ratio S/LE for sugar beat (1) and winter crop (2) in Turew
A — dry year 1992, B — normal year 1993

$$\omega = PL/Rn$$

Wielkości użyte we wzorze odnoszą się do okresu wegetacji (P — suma opadów w mm, L w $J\ kg^{-1}$, Rn w $MJ\ m^{-2}$).

Ponadto wyliczono trzy inne wskaźniki wyrażające energetyczną efektywność procesu ewapotranspiracji:

- $k1 = (\theta \text{ dla pola o naturalnej wilgotności})/(\theta \text{ dla ugoru})$, wyrażający wzrost wykorzystania energii słonecznej w procesie parowania przez wprowadzenie szaty roślinnej w miejsce powierzchni nieporośniętej, w naturalnych warunkach wilgotnościowych;
- $k2 = (\theta \text{ dla nawadnianego pola})/(\theta \text{ dla pola o naturalnej wilgotności})$, wyrażający wzrost wykorzystania energii słonecznej na parowanie wywołany zastosowaniem nawodnień;

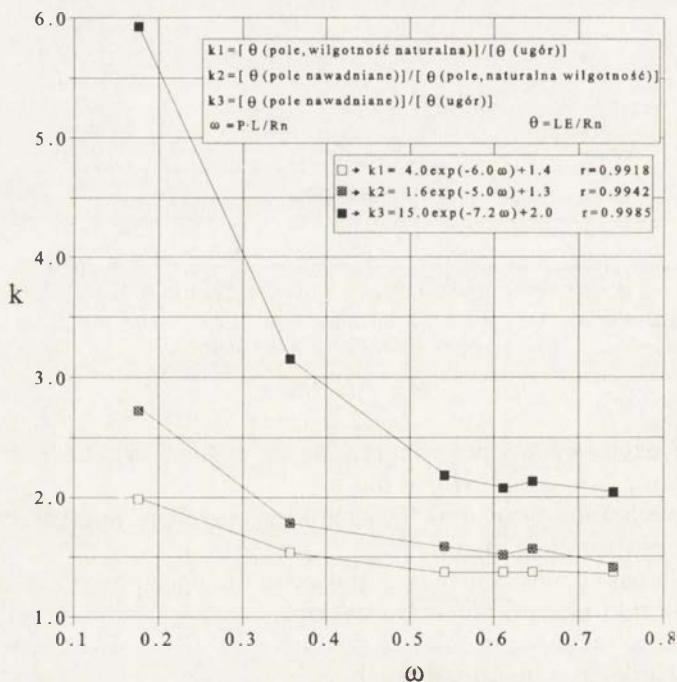


Ryc. 9. Saldo promieniowania oraz stosunek LE/R_n i stosunek Bowena dla typowych ekosystemów okolic Turwi w okresie wegetacyjnym

1 — las, 2 — łąka, 3 — rzepak, 4 — buraki cukrowe, 5 — pszenica, 6 — ugór

Values of: net radiation, LE/R_n ratio and Bowen ratio for typical ecosystems in Turew, during the growing season

1 — coniferous forest, 2 — meadow, 3 — rape field, 4 — sugar beat, 5 — wheat, 6 — bare soil



Ryc. 10. Zależność wskaźników energetycznej efektywności ewapotranspiracji (k) od stopnia wilgotności klimatu (ω)

Relation between the energy efficiency of evapotranspiration index (k) and climate humidity index (ω)

— $k_3 = (\theta \text{ dla pola nawadnianego})/(\theta \text{ dla ugoru})$ wyrażający synergiczny wpływ szaty roślinnej i nawodnienia na wzrost energii zużytej na parowanie.

Z analizy zależności przedstawionej na rycinie 10 wynika, że efektywność wpływu szaty roślinnej i nawodnienia na wykorzystanie energii radiacyjnej w procesie ewapotranspiracji szybko rośnie w miarę zwiększania się suchości klimatu. Równocześnie widać, że łączny efekt szaty roślinnej i nawodnienia jest większy niż suma osobnych efektów wpływu rośliny i nawodnienia. Wprowadzenie roślin w miejsce ugoru zwiększa stosunek θ o 40% w klimacie wilgotnym (wartość k_1 wynosi dla dużych wartości ω — około 1,4), w klimacie suchym zaś o 100% (wartość k_1 dla najmniejszej wartości ω wynosi 2). Wprowadzenie nawodnień podnosi wartość stosunku θ — względem jego wartości przy wilgotności naturalnej — o około 50% w klimacie wilgotnym (wartość k_2 wynosi około 1,5) i o 175% w klimacie suchym (wartość k_2 wynosi 2,75). Jednak jednoczesne wprowadzenie roślinności i nawodnień wzmacnia efekt wykorzystania energii w procesie parowania o 110% w klimacie wilgotnym (wartość k_3 wynosi 2,1) i aż o 500% w klimacie suchym (wartość k_3 wynosi 6). Liczby te świadczą o synergicznym oddziaływaniu czynnika roślinnego i wodnego na intensywność procesu parowania.

*

Praca została dofinansowana przez KBN za pośrednictwem projektu badawczego 6 P202 040 07.

LITERATURA

- Boyen H., Dogniaux R., Paszyński J. 1976, *Méthodes de détermination du bilan énergétique de la surface active de la Terre*, Institut Royal Météorologique de Belgique, Publications, Série A, N° 99.
- Gregoire F. i inni 1992, *Etude des échanges d'énergie à la surface active*, Publ. l'Ass. Int. Climat., 5, 425–430.
- Kapuściński J. 1994, *Heat and water balance structure in the Polish Lowland on the example of Przebędowo and Brwinów*, Roczn. AR w Poznaniu, CCLVII, 13, 147–159.
- Kędziora A., Olejnik J. 1985, *Quartz psychrometer and its application in agrometeorological investigations*, (w:) *International Symposium in Memory of Dr. F. Sauberer*, Agricultural University in Vienna, 84–87.
- Kędziora A., Olejnik J., Kapuściński J. 1989, *Impact of landscape structure on heat and water balance*, Ecol. Int. Bull., 17, 1–17.
- Kędziora A. i inni 1994, *Geograficzna zmienność struktury bilansu cieplnego*, Roczn. AR w Poznaniu, CCLVII, 175–194.
- Molga M. 1983, *Meteorologia rolnicza*, PWRL, Warszawa.
- Monteith J.L. 1975, *Vegetation and the atmosphere. Vol. 1 — Principles*, Academic Press, London.
- Olejnik J. 1988, *The empirical method of estimating mean daily and mean ten-day values of latent and sensible heat fluxes near the ground*, Journ. Applied Meteor., 27, 1358–1369.
- 1989, *Pomiary wymiany ciepła i pary wodnej w środowisku naturalnym przy zastosowaniu psychrometrów kwarcowych*, Roczn. AR w Poznaniu, CCI, 8, 75–82.
- Olejnik J., Kędziora A. 1991, *A model for heat and water balance estimation and its application to land use and climate variation*, Earth Surf. Proc. Landforms, 16, 601–617.

- Olejniki J. i inni 1994, *Mikrometeorologiczny system pomiarowy: wybrane przykłady doświadczeń*, Roczn. AR w Poznaniu, CCLVII, 195–203.
- Olejniki J., Kapuściński J., Tuchołka S. 1994, *Metody oceny składowych bilansu cieplnego w badaniach nad środowiskiem*, Roczn. AR w Poznaniu, CCLXVIII, 229–243.
- Paszyński J. 1972, *Studies on the heat balance and on evaporation*, Geogr. Pol., 22, 35–51.
- Paszyński J., Skoczek J. 1989, *Struktura bilansu cieplnego upraw rolniczych*, Roczn. AR Poznaniu, CCI, 8, 25–30.

WŁAŚCIWOŚCI CIEPLNE POWIERZCHNIOWEJ WARSTWY GLEBY NA POLACH UPRAWNYCH W UJĘCIU STOCHASTYCZNYM

STOCHASTIC APPROACH OF TOPSOIL THERMAL PROPERTIES
IN CULTIVATED FIELDS

JAN KOSSOWSKI, PIOTR BARANOWSKI, BOGUSŁAW USOWICZ

Instytut Agrofizyki PAN
ul. Doświadczalna 4, 20-236 Lublin

Abstract. The values of soil thermal properties in topsoil layer (1–6 cm) in the complex of cultivated fields of late cabbage, sugar beet, winter wheat, maize and potatoes were calculated and analyzed using the methods containing the calculus of probability elements and stochastics (soil thermal conductivity statistical-physical model, semivariogram, kriging). Spatial autocorrelation of soil volumetric heat capacity, thermal conductivity and diffusivity was noticed for the whole object but for individual cultivated fields it occurred not in each case. The kriging method was used for the distributions of estimated values of considered soil thermal properties. These distributions contained the area some times larger than the area of measuring points net. It allowed to receive the optimum view of the investigated properties distribution within the object and outside its limits at a given estimation error.

Key words: soil temperature, kriging, stochastic analysis.

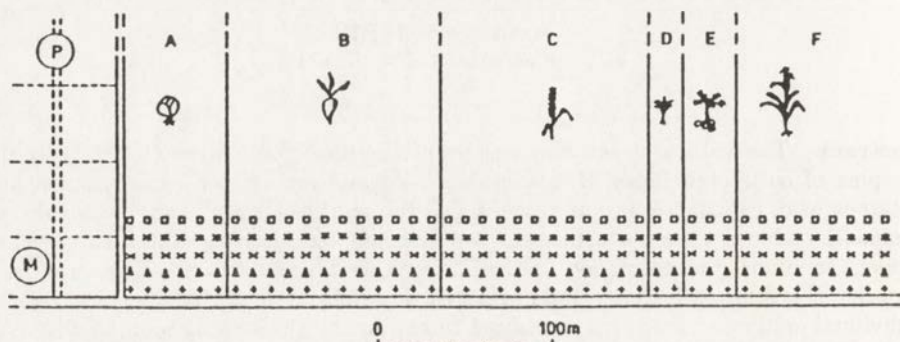
WSTĘP

Cieplne właściwości gleby, jako jeden z czynników determinujących przepływ ciepła oraz stosunki termiczne w podłożu atmosfery, stanowią obiekt zainteresowań w badaniach bilansu cieplnego powierzchni czynnej i jego składowych, a także przy klasyfikacji topoklimatów. Szczególnie istotne w tego typu badaniach jest zagadnienie zmienności czasowej i przestrzennej właściwości cieplnych gleby, dotychczas słabo rozpracowane.

Celem niniejszej pracy było określenie przestrzennej zmienności cieplnych właściwości gleby na polach pod różnymi uprawami, w tym zbadanie zależności przestrzennych i uzyskanie obrazów rozkładu ich wartości w obrębie obiektu badań oraz poza nim przy zastosowaniu metod stochastycznych (wariogram, kriging).

OBIEKT I METODY BADAŃ

Obiekt badań stanowił kompleks leżących obok siebie pól z uprawą kapusty późnej (sadzonki), buraka cukrowego, pszenicy ozimej, ziemniaka i kukurydzy (dwa pola z roślinami w różnych fazach rozwoju), znajdujący się na terenie Rolniczego Zakładu Doświadczalnego w Felinie koło Lublina. Niezbędne do obliczania właściwości cieplnych dane dotyczące wilgotności i gęstości gleby w warstwie powierzchniowej (1–6 cm) uzyskano z pomiarów wykonanych podczas dwóch dni: 17 VI 1992 (przy niedużej wilgotności gleby) oraz 26 VI 1992 (dwa dni po opadzie 28 mm). Punkty pomiarowe (220) usytuowane były w węzłach siatki kwadratów o bokach 10 m obejmującej powierzchnię 40×430 m (ryc. 1). Na polu z uprawą ziemniaka w każdym punkcie siatki wykonywano pomiary w bruzdzie i w redlinie, ale w obliczeniach właściwości cieplnych posługiwano się wartościami średnimi z obu tych pomiarów.



Ryc. 1. Plan obiektu badań i rozmieszczenie punktów pomiarowych na polach z uprawą: A — kapusty późnej (sadzonki), B — buraka cukrowego, C — pszenicy ozimej, D — kukurydzy (faza 2-liścia), E — ziemniaków, F — kukurydzy (faza 4-liścia). M, P — ogródek meteorologiczny i pola ustalone Stacji Agrometeorologicznej AR w Lublinie

The object of investigation and location of measuring points on the fields of:
A — late cabbage, B — sugar beet, C — winter wheat, D — maize (2nd leaf phase), E — potatoes,
F — maize (4th leaf phase), M, P — meteorological station and experimental fields
of Agro-meteorological Station of Agriculture University in Lublin

Objętościową pojemność cieplną gleby (C_v) obliczano według formuły de Vriesa (Vries de 1963) na podstawie zawartości frakcji mineralnej, organicznej i wody w jednostce objętości gleby oraz wartości ich pojemności cieplnej. Dyfuzyjność cieplna gleby (k) wyliczana była ze stosunku przewodnictwa cieplnego i objętościowej pojemności cieplnej gleby. Wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby (λ) obliczano stosując model statystyczno-fizyczny (Usowicz 1992b).

Statystyczno-fizyczny model przewodnictwa cieplnego gleby, zbudowany na bazie oporu cieplnego poszczególnych cząstek gleby traktowanych jako kule, uwzględnia ich połączenia w płaszczyźnie poziomej i pionowej jako oporniki cieplne połączone równolegle i szeregowo, a także losowy charakter ilości poszczególnych cząstek i ich ułożenia. W modelu modyfikowana jest liczba równoległych połączeń między cząstkami gleby wraz ze zmianą stosunku

zawartości wody w jednostce objętości gleby do jej porowatości oraz dobierany jest promień kul cząstek w zależności od typu gleby (inny dla gleb mineralnych i organicznych). Glebę na obiekcie badań zaliczono do mineralnych (była to lessopodobna gleba pylasta), a ponadto — dla ułatwienia — przyjęto jedną dla całego obiektu wartość temperatury gleby równą 25°C i gęstości fazy stałej 2,65 Mg m⁻³.

Analizy korelacji przestrzennej właściwości cieplnych gleby dokonano wyliczając wartości semiwariogramów (γ) dla poszczególnych pól i całego obiektu badań, według wzoru (Webster 1985):

$$\gamma_j(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^{N_h} (F_j(z_i + h) - F_j(z_j))^2; \quad j = C_v, \lambda, k$$

gdzie:

F_j — oznacza dane określonej właściwości cieplnej gleby,

N_h — liczbę par punktów pomiarowych odległych o wektor h ,

h, z — współrzędne przestrzenne punktów.

Do wyznaczonych semiwariogramów dopasowywano funkcje matematyczne (liniowa, sferyczna, itp.), które następnie zostały wykorzystane do estymacji poszczególnych właściwości cieplnych gleby w przestrzeni metodą krigingu.

Przy obliczaniu wartości przewodnictwa cieplnego gleby, wyliczeniu wariogramów i estymacji rozkładu właściwości cieplnych na obiekcie badań korzystano z odpowiednich programów komputerowych (Usowicz 1992a, Englund i Sparks 1988). Posiadana liczba danych zapewniała reprezentatywny opis właściwości fizycznych gleby na badanym obiekcie przy zastosowaniu analizy statystycznej i geostatystycznej.

WYNIKI

Wybrane dane statystyczne dotyczące poszczególnych właściwości cieplnych gleby na omawianych polach uprawnych podano w tabeli 1. Pełne zestawienia i szczegółową analizę danych statystycznych zamieszczono w pracy Usowicza i innych (1995), natomiast w tym opracowaniu ograniczono się głównie do wyników uzyskanych przy zastosowaniu metod geostatystycznych.

Największą, spośród właściwości cieplnych, zmiennością wartości na omawianych polach odznaczał się współczynnik przewodnictwa cieplnego, a najmniejszą — objętościowa pojemność cieplna gleby i to niezależnie od poziomu wilgotności gleby. Wzrost wilgotności gleby powodował nieznaczne tylko zmniejszenie wartości współczynnika zmienności w przypadku pojemności cieplnej, natomiast znaczne zmniejszenie (około 50%) w przypadku przewodnictwa cieplnego i dyfuzyjności cieplnej gleby (tab. 1).

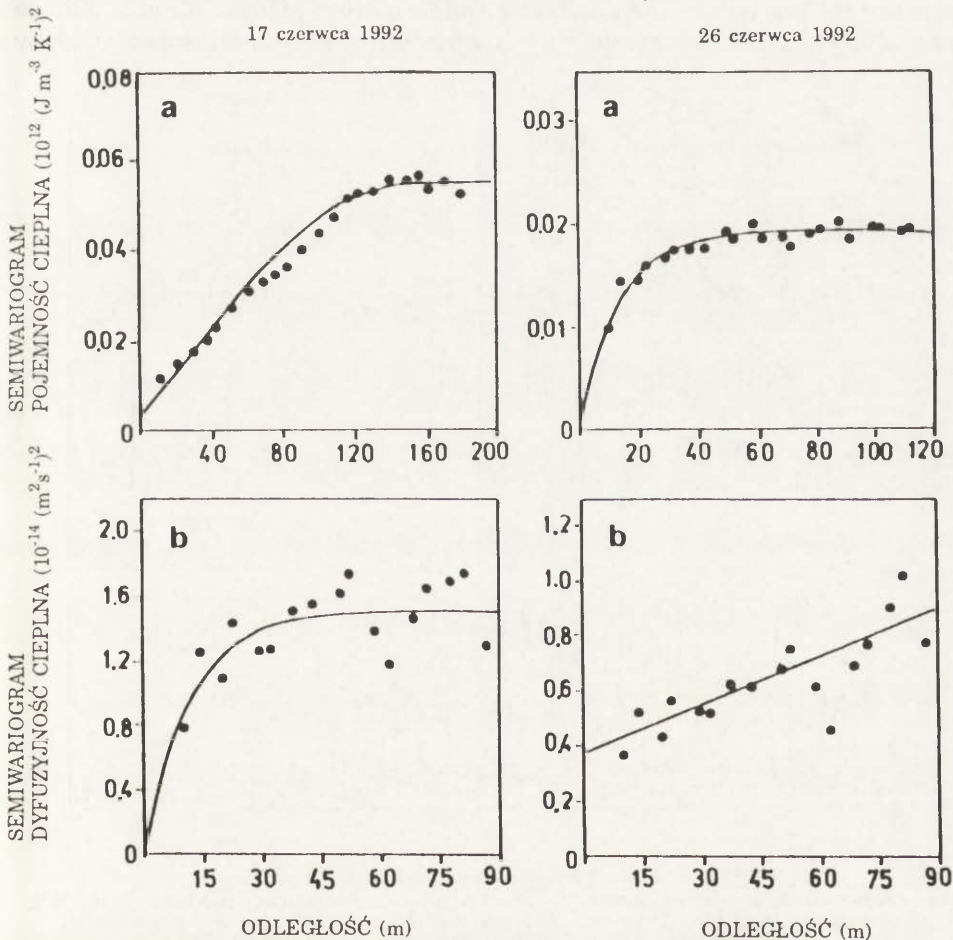
Zbadanie autokorelacji przestrzennej wartości każdej z właściwości cieplnych gleby dokonano poprzez obliczenie i przeanalizowanie semiwariogramów dla obiektu w całości oraz dla trzech pól z liczbą punktów pomiarowych większą od 40 (pole z uprawą pszenicy, buraka cukrowego i kukurydzy w fazie 4-liścia). Występowanie autokorelacji przestrzennej stwierdzono rozpatrując cały obiekt, natomiast w przypadkach pojedynczych pól korelację tę stwier-

Tabela 1. Wybrane dane statystyczne dotyczące właściwości cieplnych oraz wilgotności i gęstości gleby na obiekcie badań w dniach 17 i 26 VI 1992 r.
Chosen statistical data of thermal properties, water content and bulk density of soil on the investigated object for June 17 and 26, 1992

Dzień	Parametr	Pola uprawne						Cały obiekt N = 220
		Kapusta (sadzonki) N = 30	Burak cukrowy N = 60	Pszennica ozima N = 60	Kukurydza N = 10	Ziemniaki N = 15	Kukurydza 4-liśc. N = 45	
Objętościowa pojemność cieplna 10 ⁶ (Jm ⁻³ K ⁻¹)								
17 VI	Średnia	1,705	1,861	1,511	1,627	1,632	1,832	1,712
	Wsp. zmien. (%)	6,9	7,1	4,8	7,1	4,4	7,3	10,7
26 VI	Średnia	2,045	2,009	1,887	2,042	1,856	2,053	1,981
	Wsp. zmien. (%)	6,7	6,5	4,2	3,8	4,1	8,4	7,3
Przewodnictwo cieplne (W m ⁻¹ K ⁻¹)								
17 VI	Średnia	1,074	1,388	0,806	0,928	0,939	1,348	1,127
	Wsp. zmien. (%)	24,8	19,9	20,6	31,1	20,4	22,4	31,1
26 VI	Średnia	1,461	1,532	1,478	1,497	1,301	1,540	1,492
	Wsp. zmien. (%)	12,7	13,8	9,7	11,5	10,4	16,8	13,7
Dyfuzyjność cieplna 10 ⁻⁷ (m ² s ⁻¹)								
17 VI	Średnia	6,230	7,392	5,300	5,626	5,717	7,286	6,447
	Wsp. zmien. (%)	19,2	14,2	15,5	23,4	16,2	16,0	21,3
26 VI	Średnia	7,126	7,595	7,819	7,313	6,995	7,459	7,511
	Wsp. zmien. (%)	8,9	8,8	6,4	8,0	7,6	10,3	9,0
Wilgotność (% m ³ m ⁻³)								
17 VI	Średnia	16,7	19,4	10,5	14,5	15,0	18,7	15,9
	Wsp. zmien. (%)	13,2	11,5	14,1	17,9	10,4	10,7	25,7
26 VI	Średnia	24,8	22,9	19,5	24,4	20,4	24,0	22,4
	Wsp. zmien. (%)	11,8	9,9	7,8	3,8	8,4	13,0	13,8
Gęstość (mg m ⁻³)								
17–26 VI	Średnia	1,3325	1,384	1,409	1,345	1,321	1,382	1,376
	Wsp. zmien. (%)	5,2	5,5	2,9	5,5	2,7	6,4	5,4

N — liczba punktów pomiarowych

dzano lub nie. Brak autokorelacji przestrzennej zanotowano na polu pszenicy ozimej przy większej wilgotności gleby dla przewodnictwa i dyfuzyjności cieplnej (pole to wyróżniało się jednocześnie dużymi wartościami gęstości i najmniejszym ich zróżnicowaniem). Dla całego obiektu badań zakres autokorelacji przestrzennej wszystkich właściwości cieplnych wynosił przy mniejszym uwilgotnieniu gleby 155 m, a przy większym uwilgotnieniu zmniejszył się do 40 m w przypadku objętościowej pojemności cieplnej i do 25 m w przypadku przewodnictwa i dyfuzyjności cieplnej. Dla pojedynczych pól zakresy autokorelacji były znacznie mniejsze niż dla całego obiektu w dniu o małej wilgotności gleby, a zbliżone lub większe w dniu o dużej wilgotności gleby. Dopasowane do empirycznych wartości typy funkcji semiwariogramów poszczególnych właściwości cieplnych gleby były na ogół takie same w przypadku danego obiektu; ich przykłady przedstawiono na rycinie 2.

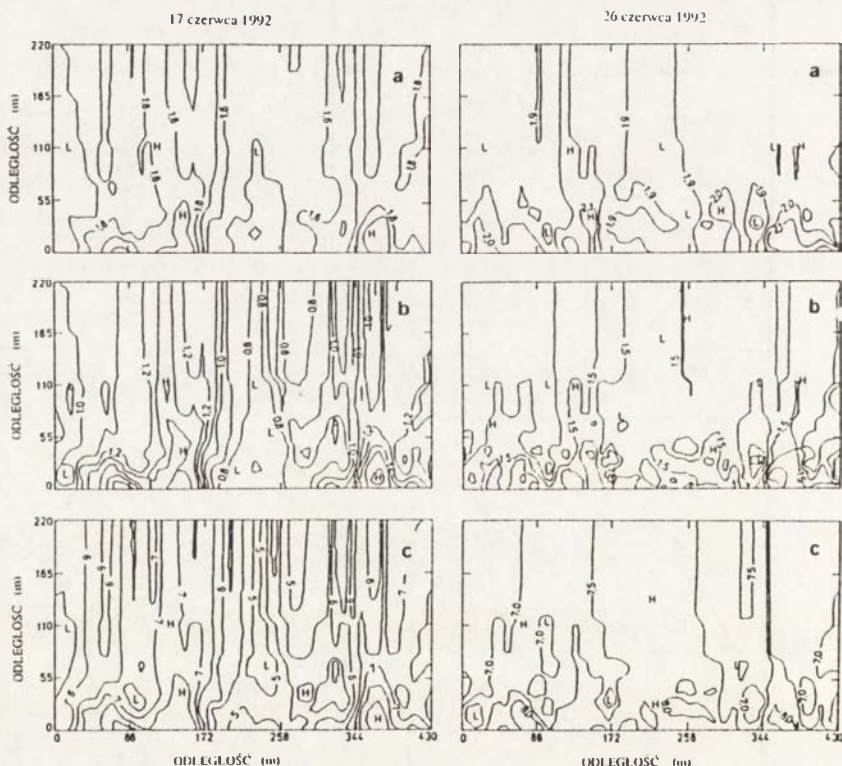


Ryc. 2. Wariogramy objętościowej pojemności cieplnej gleby dla całego obiektu badań (a) oraz dyfuzyjności cieplnej gleby dla pola z uprawą kukurydzy w fazie 4-liścia (b) w dniu 17 i 26 VI 1992 r.

Variograms of topsoil volumetric heat capacity for the whole object (a) and thermal diffusivity for the field of maize in 4-leaf phase (b) on 17 and 26 June 1992

Wyznaczone dla poszczególnych pól i całego obiektu badań modele semi-wariogramów zostały wykorzystane przy konstrukcji graficznego obrazu rozkładu poszczególnych właściwości cieplnych gleby na danym obiekcie metodą krigingu. Metoda ta pozwala również na ekstrapolację badanej wielkości fizycznej poza obszar próbkowania, oszacowanie błędu ekstrapolacji i jego graficzne przedstawienie. Rozkłady cieplnych właściwości gleby na całym obiekcie badań w obu rozpatrywanych dniach oraz odpowiadające im rozkłady błędów estymacji zamieszczono na rycinach 3 i 4, a na rycinie 5 — rozkłady właściwości cieplnych i błędów estymacji dla pola kukurydzy w fazie 4-liścia (jako przykład obiektu jednorodnego pod względem szaty roślinnej).

Analiza przebiegów izolinii na całym kompleksie pól (ryc. 3) wykazała, że na obszarze objętym siecią punktów pomiarowych widoczne jest zróżnicowanie wartości cieplnych właściwości gleby związane z różnorodnością upraw i z lokalnymi zmianami właściwości fizycznych gleby w obrębie danego pola. Na obszarze ekstrapolowanych wartości cieplnych właściwości gleby

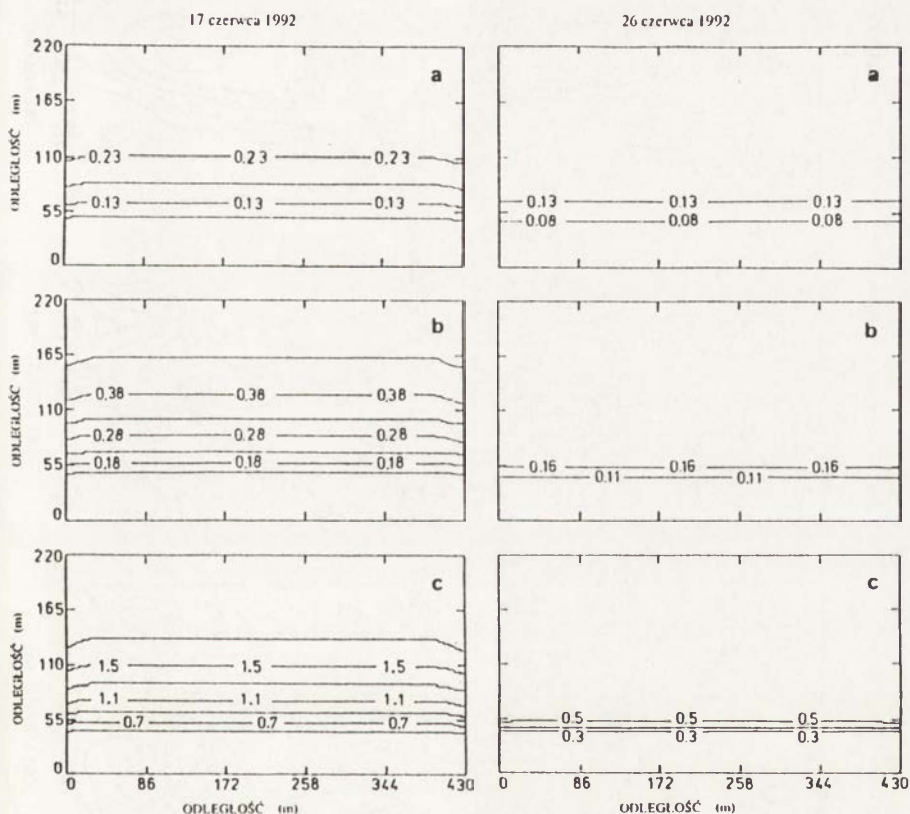


Ryc. 3. Rozkłady wyestymowanych metodą krigingu wartości
a — objętościowej pojemności cieplnej ($10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$), b — przewodnictwa cieplnego ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$),
c — dyfuzyjności cieplnej gleby ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) na kompleksie pól uprawnych objętych siatką
punktów pomiarowych i w ich przedłużeniu. Felin, 17 i 26 VI 1992 r.

Kriged distributions of topsoil: a — volumetric heat capacity, ($10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$), b — thermal conductivity ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), c — thermal diffusivity ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) on the area of crop fields contained by the measuring points net and outside. Felin, June 17 and 26, 1992

można wyodrębnić dwie strefy: do około 120 m (3-krotne rozszerzenie obszaru próbkowania), gdzie widoczne jest jeszcze zróżnicowanie cieplnych właściwości gleby na polach uprawnych, oraz powyżej 120 m — gdzie ekstrapolacja dała jedynie bardzo ogólny zarys tendencji zmian tych właściwości w przestrzeni.

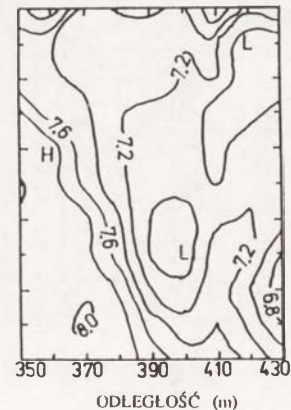
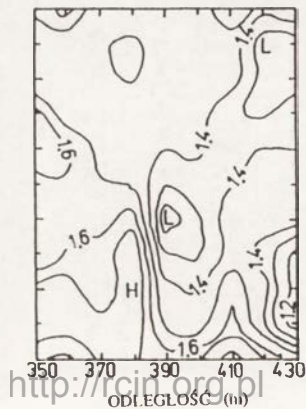
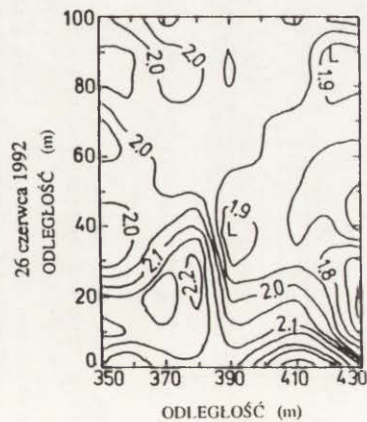
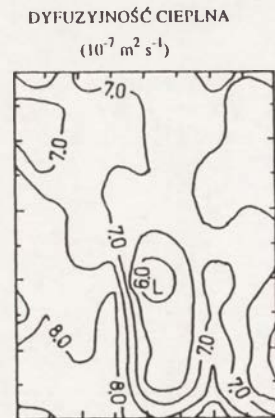
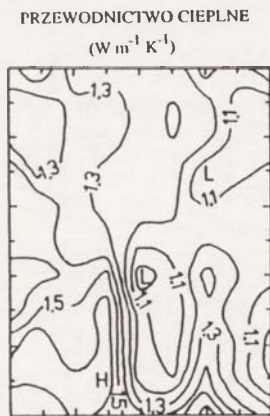
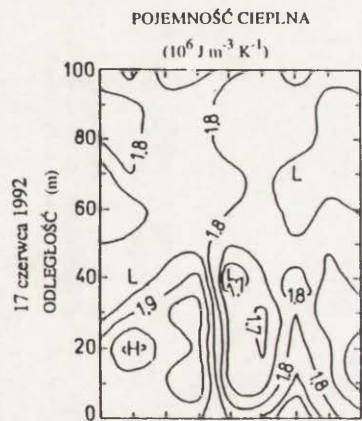
Błędy estymacji na obszarze objętym siatką punktów pomiarowych oraz błędy ekstrapolacji poza ten obszar były mniejsze przy większej wilgotności gleby, a większe przy stosunkowo małej wilgotności gleby na polach uprawnych (ryc. 4). Poza tym, błędy ekstrapolacji wzrastały w zasadzie tylko w strefie 3-krotnego rozszerzenia obszaru próbkowania.

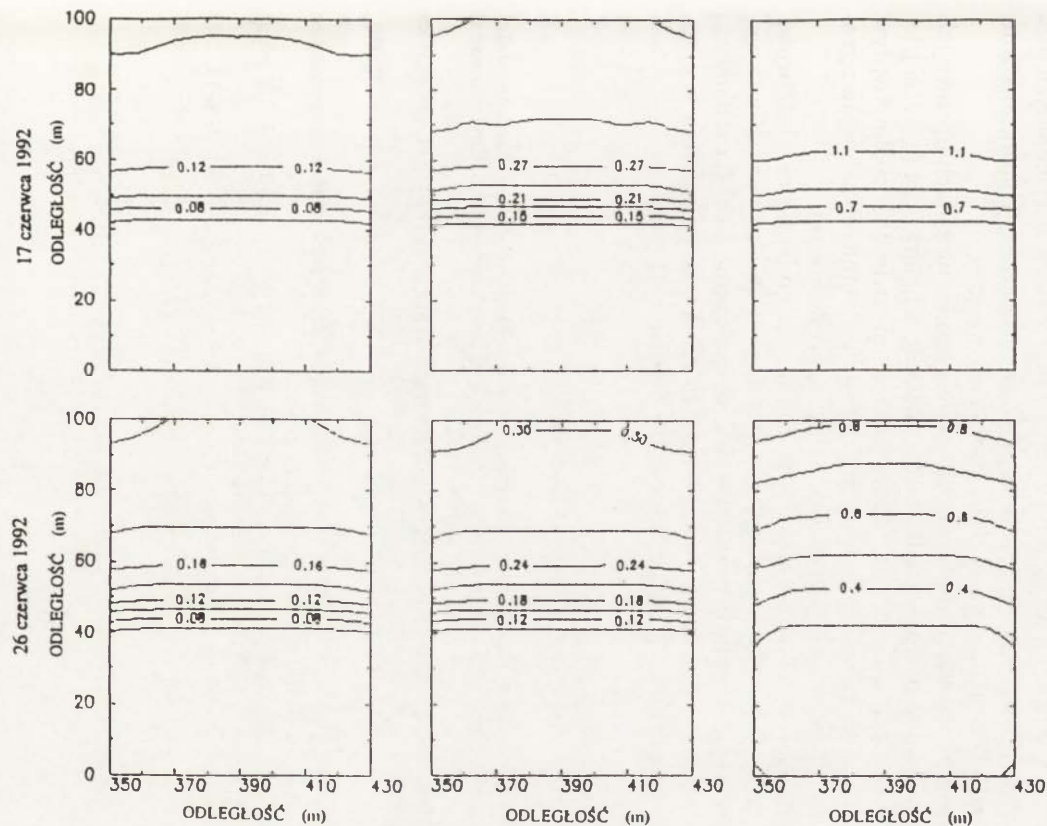


Ryc. 4. Błędy estymacji wartości objętościowej pojemności cieplnej (a), przewodnictwa cieplnego (b) i dyfuzyjności cieplnej gleby (c) na kompleksie pól uprawnych, wyniki przy wyznaczaniu rozkładów wartości zamieszczonych na ryc. 3 (wartości w analogicznych jednostkach)

The estimation errors of topsoil volumetric heat capacity (a), thermal conductivity (b) and thermal diffusivity (c), referring to the kriged values presented on Fig 3. (units as on Fig. 3)

Analogicznie opracowane dane dla pola kukurydzy (ryc. 5) pokazują, że również do pojedynczego pola uprawnego w pełni odnoszą się uwagi — poczynione wyżej dla całego kompleksu pól stanowiącego obiekt badań — odnośnie do ekstrapolacji rozkładu przestrzennego cieplnych właściwości gleby oraz jej błędu poza obszar próbkowania. Na podkreślenie zasługuje — wy-





Ryc. 5. Rozkłady wyestymowanych metodą krigingu wartości poszczególnych właściwości cieplnych gleby na polu kukurydzy objętym siatką punktów pomiarowych i w jego przedłużeniu oraz odnoszące się do nich błędy estymacji. Felin, 17 i 26 VI 1992 r.

Kriged distributions of topsoil thermal properties on the maize field within the measuring points net and outside its area and the estimation errors referring to the kriged values. Felin, June 17 and 26, 1992

nikająca z analizy zaprezentowanych diagramów — uwaga, że wielkość obszaru objętego ekstrapolacją danej wielkości fizycznej wiąże się z przyjęciem określonej wartości błędu ekstrapolacji.

PODSUMOWANIE

Zastosowane w pracy podejście do wyznaczania właściwości cieplnych gleby oraz ich zróżnicowania przestrzennego uwzględnia losowy charakter stanu fizycznego ośrodka glebowego w danym czasie i miejscu.

Zróżnicowanie wartości cieplnych właściwości gleby na polach uprawnych jest zdeterminowane przez poziom i zróżnicowanie wilgotności i gęstości gleby; te z kolei zależą od rodzaju i fazy rozwoju uprawianych roślin (wpływ intercepcji opadowej i ewapotranspiracji), rodzaju wykonanych zabiegów agrotechnicznych i okresu, jaki upłynął od ich przeprowadzenia.

Stosowanie metod stochastycznych w badaniach zmienności właściwości fizycznych gleby (lub innych parametrów) na danym obiekcie umożliwia wykrycie i określenie korelacji przestrzennej, ograniczenie liczby próbkowań, uzyskanie optymalnego obrazu rozkładu wartości danego parametru w przestrzeni i jego ekstrapolację przy założonym błędzie estymacji.

LITERATURA

- Englund E., Sparks A. 1988, *Geostatistical Environmental Assessment Software*, Environmental Monitoring Systems Laboratory Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Las Vegas, NV 89193-3478.
- Usowicz B. 1992a, *Soil Thermal Properties Software Package*, Copyright Institute of Agrophysics PAS, Lublin.
- 1992b, *Statistical-physical model of thermal conductivity in soil*, Pol. Journ. Soil Sci., XXV/1, 25-34.
- Usowicz B., Kossowski J., Baranowski P. 1995, *Spatial variability of the soil thermal properties in the cultivated fields*, Soil Tillage Res. (in press).
- Vries de D.A. 1963, *Thermal properties of soils*, (in:) W.R. van Wijk (ed.) *Physics of plant environment*, North-Holland, Amsterdam, 210-235.
- Webster R. 1985, *Quantitative spatial analysis of soil in the field*, Adv. Soil Sci. 3, 1-70.

AREAL AVERAGING OF HEAT AND WATER FLUXES FOR SPATIAL INHOMOGENEOUS LAND SURFACE

UŚREDNIANIE PRZESTRZENNE STRUMIENI CIEPŁA I WILGOCI
NA OBSZARACH O NIEJEDNORODNEJ POWIERZCHNI CZYNNEJ

LARISSA YA. DZHOGAN, ELENA A. LOZINSKAYA

Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences
Novaya Basmannaya 10, 103064 Moscow, Russia

Abstract. Underlying surfaces of the Kursk and Voronezh model regions are assessed on the basis of literature data on the Leaf Area Index ω (LAI), the most important parameter of models of evapotranspiration and turbulent heat flux. The data mentioned are the best averaged using the $\Psi(\omega)$ function of the leaf area index, characterizing the contribution of transpiration and evaporation from soil under the plant canopy to total evaporation. The dynamics of weighted means in terms of LAI, $\Psi(\omega)$, heat and moisture fluxes, as well as their spatial variability, are presented.

Key words: heat and moisture exchange, areal averaging.

INTRODUCTION

The interaction between the spatial heterogeneous underlying surface and the atmosphere is of importance in investigations dealing with the processes of climate development and dynamics. The methods for estimating surface variability on the grid square scale of the climate model are most essential. This study describes one of these methods as applied to Leaf Area Index (ω), which is a significant parameter in the majority of models of heat and moisture exchange between the underlying surface and the atmosphere.

MODEL

In the present work we used the Budagovsky's model (1986) which is quite adequate to real processes and well provided with parameters. One of its main advantages is utilization, instead of some hard determined biophysical parameters, a number of combinations which can be easily determined and have a clear physical sense. We shall describe the model briefly. The main equations are as follows:

$$E = E_t + E_S \quad (1)$$

$$E_t = \Phi_0(V) E_{t0}(1 - \Psi(\omega)) \quad (2)$$

$$E_S = M(V, E_{SO}, \Psi(\omega), H), E_{SO}\Psi(\omega) \quad (3)$$

$$\Phi_0(V) = \Phi_{01} \Phi_{02} \Phi_{03}(V) \quad (4)$$

$$\Phi_{03}(V) = \begin{cases} 1; & V \geq V_{cr} \\ V/V_{cr}; & V < V_{cr} \end{cases} \quad (5)$$

$$\Psi(\omega) = \exp(-0,45\omega) \quad (6)$$

$$\frac{dV}{dT} = P - E \quad (7)$$

where:

E is the evapotranspiration rate, which consists of a transpiration rate E_t and a water evaporation rate E_S from soil under plant canopy; the parameter E_{t0} is the maximal possible (or potential) evaporation under closed canopy, E_{SO} is the potential evaporation from the wet soil surface, $\Psi(\omega)$ is a function of the Leaf Area Index which gives a portion of the evapotranspiration rate due to transpiration and soil evaporation; V is water content in the top one meter layer of soil; $M(V, E_{SO}, \Psi(\omega), S)$ is an empirical function, describing the decrease in soil evaporation due to increase in the dry layer; V_{cr} is the critical water content below which evapotranspiration is limited by soil water storage; P is precipitation rate; Φ_{01} and Φ_{02} , are complex parameters, describing form and phase differences of canopies. Practically for all plant canopies of KMR and VMR $\Phi_{01} = 1$. As to Φ_{02} , its value determined basically by the ratio of stomatal resistance at completely opened stomates to the aerodynamic one, is equal to unit for green, well transpiring plants and linearly decreases as a result of, for example, withering and yellowing of leaves (Busarova et al. 1993) $\Phi_{03}(V)$ is a function describing dependence of the transpiration rate on the sufficiency of plants water supply. In the equation of the soil water balance (Vygodskaya and Gorshkova 1987) the surface runoff and the ground water exchange are neglected.

The E_{t0} and E_{SO} parameters include the whole complex of meteorological characteristics, namely, air temperature, deficit of water vapour pressure, wind speed, soil heat flux and net radiation.

The M is function suitable for calculations, with a time step no less than 10 days, otherwise more detailed information on precipitation is needed (Budagovsky 1986).

Analysis of the sensitivity of the chosen model to parameters that describe the geosystem, has shown that ω is the most significant. Hence, the problem of methods of estimating the indicated characteristic in under grid space calls for special consideration.

SUBJECTS AND METHODS OF INVESTIGATION

There are different methods for estimating ω (Busarova and Shumova 1987, Ross 1975, Vygodskaya and Gorshkova 1987) with the help of both, surface and remote sensing observations. These methods are associated with purely technical difficulties as well as with the fact that ω is extremely variable, even within the same agricultural field (Vygodskaya and Gorshkova 1987). With present-day photometric methods (and mainly owing to crop land area averaging errors), we are not likely to obtain ω values with an error of less than 20% (Vygodskaya and Gorshkova 1987). According to data obtained in the course of the KUREX-88 Expedition, at separate moments of the vegetation period, the range of ω variation within the same field may be larger than the difference in ω between fields with the same crop and even between fields with different crops (Denyssenکو 1992). These considerations as well as the moderate effect of this value on moisture and heat fluxes (at least for large ω values) allow to use fairly crude methods for ω determining in the absence of concurrent measurements.

On the basis of generalized published data (the reference on these data are listed by Dzhogan and Lozinskaya 1993), we have shown changes in standard ω values over the vegetation season for various plant species (Table 1); ω was standardized for its maximal value, while time since the onset of the growing season was standardized for the length of this season τ .

The diversity of the relative area of leaves of elementary ecosystems is exemplified by territories close in size to the square of the climatic model grid, namely, the Kursk and Voronezh Model Regions (KMR and VMR). The KMR includes the Seim River basin, located upstream from the city of Rylsk. The VMR extensively studied includes the Bityug River basin.

The area of the KMR is 1.7 million ha; that of the VMR is 0.9 million ha. The key agricultural and meteorological station for the KMR is the Ushakovo-Petrinka and for the VMR is the Kamennaya Step. The model regions are located about 250 km apart in the forest-steppe zone. Only 23 basic geosystems were distinguished for the KMR, and 21 ones for the VMR.

The area of each basic geosystems accounted for at least 0.1% of the total territory of the KMR and VMR. For a compact description of a fairly large number of elementary geosystems distinguished in the model regions, the geosystems were merged into three groups, each with similar particular features.

Group 1 comprises natural lands (forests, bogs, pastures, and meadows). These lands account for 15% of the KMR area and 28% of the VMR area. It should be noted that the lands of a given group, involved in the corresponding calculations have remained stable for the last 30–34 years.

Group 2 comprises crop lands, which account for 80% and 61% of the KMR and VMR area, respectively. Owing to crop rotation, different crops are planted in the same fields in different years, but areas occupied by different crops do not vary from year to year.

Group 3 occupies the remaining lands (orchards, buildings, roads, and water bodies), i.e., about 5 and 11% of the KMR and VMR areas, respectively.

Table 1. Dynamics of ω/ω_{\max} as a function of t standardized for τ

Basic geosystem	t/τ										
	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
Winter crops	0.07	0.12	0.16	0.30	0.60	0.93	1.00	0.97	0.86	0.68	0.50
Barley	0.00	0.10	0.19	0.30	0.48	0.86	1.00	0.94	0.84	0.74	0.62
Winter wheat	0.00	0.12	0.24	0.49	0.81	1.00	1.00	0.93	0.84	0.74	0.62
Corn	0.00	0.04	0.09	0.23	0.48	0.76	0.96	1.00	0.98	0.88	0.74
Rice	0.00	0.25	0.51	0.82	0.98	0.96	0.81	0.63	0.46	0.36	0.30
Potatoes	0.00	0.16	0.36	0.62	0.78	0.90	0.98	0.95	0.76	0.52	0.26
Cotton plant	0.04	0.13	0.29	0.53	0.79	0.95	1.00	1.00	1.00	0.45	0.07
Sunflower	0.00	0.01	0.03	0.06	0.35	0.67	0.84	0.94	1.00	0.94	0.83
Cereals	0.00	0.10	0.21	0.35	0.51	0.81	0.99	0.97	0.81	0.52	0.27
Beet	0.00	0.10	0.22	0.36	0.58	0.83	0.92	0.99	0.99	0.93	0.86
Late cabbage	0.00	0.13	0.24	0.17	0.50	0.72	1.00	0.84	0.66	0.58	0.55
Sorghum	0.00	0.05	0.11	0.15	0.22	0.31	0.47	0.63	0.77	0.90	1.00
Alfalfa (between harvests)	0.05	0.05	0.07	0.15	0.23	0.32	0.43	0.54	0.68	0.83	0.00
Vetch-oats mixture	0.00	0.66	1.00	1.00	0.54	0.21	0.10	0.05	0.02	0.01	0.00
Vineyard	0.02	0.04	0.19	0.44	0.71	0.92	1.00	1.00	0.95	0.86	0.77
Pine	0.69	0.68	0.68	0.67	0.66	0.82	0.99	0.93	0.81	0.71	0.68
Deciduous trees	0.10	0.70	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.88	0.49	0.10
Fheather grass-upright- -brome-grass association of meadow steppe	0.00	0.12	0.31	0.58	0.83	1.00	0.87	0.54	0.27	0.14	0.00

To restore the ω values of elementary geosystems, we used very rough ω estimations based on data of the duration of the growing period, maximal ω value, and standard curves characteristic of the given vegetation types describing the ω dynamics (Table 1). This approach is admissible, because perfect agreement between the ω dynamics and actual processes was not very important in the framework of the indicated problem, and information was not always available for more precise assessment. We did not consider individual geosystems in detail for the same reason, which, however, does not in any way object the validity of the method of ω averaging for the grid square area of the climatic model. The ω_{\max} values are calculated on the basis of KUREX-88 and-91 data, as well as on the basis of the results of long-term observations at the Water Problems Institute and the Institute of Geography (Russian Academy of Sciences). Where data lacked completely, ω values were obtained by analogy with other crops. Mean long-term values of growing season duration and growth onset data for a number of crops were obtained at the Ushakovo Petrinka and Kamennaya Step stations (Dzhogan and Lozinskaya 1993). Data on the onset and end of leafing and leaf-fall were determined by long-term observations of the phenology of trees and shrubs (Zhmykhova 1979).

It must also be noted that ω distributions over areas are rather convenient characteristics for describing the diversity of elementary geosystem types in the climatic model grid. Most importantly, if at least a rough ω estimation is possible by remote-sensing methods. These histograms may be constructed more easily. Remote sensing ω observations are described in greater detail by (Vygodskaya and Gorshkova 1987). There are, at any rate, basis to believe that the problem is at least solvable for comparatively small ω values (smaller than 2–2.5), while larger ω values do not substantially affect changes in moisture flux, because they depend mainly on ω via the $\vartheta(\omega)$ function, which at large ω values decreases to virtually zero. Because the expression close to $1 - \Psi(\omega)$ is fairly frequently used to describe the projected cover, i.e., the parameter whose determination by remote-sensing methods is considerably simpler (Ross 1975) than direct ω assessment, the problem may be solved all the more easily. These ω or $\Psi(\omega)$ measurements will make it possible to obtain ω or $\Psi(\omega)$ histograms for the climatic model grid square.

RESULTS

Let us further consider Table 2 that illustrates the diversity of ω and $\Psi(\omega)$ values as well as heat and water fluxes in the KMR and VMR. This table shows the weighted-mean ω and $\Psi(\omega)$ values for the occupied areas as well as their square deviations ($\sigma\omega$ and $\sigma\Psi$) that characterize the spatial variation of ω and $\Psi(\omega)$. It should be noted that $\sigma\omega$ values exceed ω values over nearly half of the growing season, whereas $\sigma\Psi$ values remain smaller than Ψ values. The calculations were based on a long-term series of observations (1958–1986) in order to cover different weather conditions.

Table 2. Dynamics of ω , Ψ , LE , H and their standard deviations for KMR and VMR

			$\overline{\omega} \omega$ $m^2 m^{-2}$	σ_{ω}	$\overline{\Psi} \Psi$	σ_{Ψ}	LE $W m^{-2}$	σ_{LE}	H , $W m^{-2}$	σ_H
KMR	IV	1	0.92	0.48	0.92	0.14	26.3	3.8	24.5	3.8
		2	0.92	0.49	0.92	0.14	35.6	6.0	34.6	5.0
		3	0.91	0.50	0.91	0.15	38.7	9.1	37.4	9.1
	V	1	0.87	0.52	0.87	0.16	50.2	13.7	40.1	13.7
		2	0.69	0.92	0.69	0.24	67.2	24.3	37.6	24.3
		3	0.55	1.93	0.55	0.31	85.2	31.1	29.2	31.1
	VI	1	0.45	2.32	0.45	0.31	107.0	34.1	30.6	34.1
		2	0.36	2.24	0.36	0.28	103.0	26.6	20.0	26.6
		3	0.34	2.29	0.34	0.28	97.8	24.5	27.4	24.5
	VII	1	0.35	2.40	0.35	0.30	93.6	22.7	24.4	22.7
		2	0.37	2.57	0.37	0.30	90.4	24.0	29.7	24.0
		3	0.44	2.76	0.44	0.33	78.8	23.4	35.9	23.4
	VIII	1	0.67	3.11	0.67	0.42	62.2	24.0	54.4	24.0
		2	0.74	3.06	0.74	0.39	47.6	15.6	42.0	15.6
		3	0.76	3.01	0.76	0.39	45.5	13.1	35.5	13.1
	IX	1	0.75	2.93	0.75	0.38	41.9	13.5	42.5	13.5
		2	0.81	2.63	0.81	0.34	30.7	8.0	24.8	8.0
		3	0.84	2.63	0.84	0.33	25.9	5.2	19.0	5.2
	X	1	0.85	1.48	0.85	0.29	19.3	4.0	12.0	4.0
		2	0.88	0.78	0.88	0.22	18.3	2.5	6.7	2.5
		3	0.92	0.50	0.92	0.15	14.0	1.2	1.1	1.2
VMR	IV	1	0.61	1.02	0.82	0.25	32.6	8.7	24.3	8.7
		2	0.61	1.02	0.82	0.25	42.7	14.8	35.3	14.8
		3	0.64	1.03	0.81	0.25	45.9	17.7	35.6	17.7
	V	1	0.72	1.00	0.78	0.25	61.1	23.7	39.1	23.7
		2	1.25	1.12	0.64	0.27	72.3	28.3	36.9	28.3
		3	2.16	1.92	0.50	0.31	86.6	32.8	30.8	32.8
	VI	1	2.86	2.32	0.41	0.30	101.0	32.0	36.0	32.0
		2	3.34	2.28	0.34	0.28	90.7	26.4	35.1	26.4
		3	3.52	2.26	0.31	0.26	83.9	23.6	47.7	28.6
	VII	1	3.57	2.26	0.31	0.26	77.7	21.3	43.6	21.3
		2	3.44	2.36	0.32	0.27	76.4	21.6	52.9	21.6
		3	3.14	2.59	0.39	0.30	61.0	18.1	59.8	18.1
	VIII	1	2.44	3.01	0.59	0.42	50.0	16.8	66.4	16.8
		2	2.08	3.01	0.66	0.41	39.5	10.3	50.7	10.3
		3	2.07	2.97	0.66	0.41	37.4	9.9	47.0	9.9
	IX	1	2.08	2.90	0.65	0.40	33.7	9.4	45.1	9.4
		2	1.80	2.75	0.69	0.39	28.7	7.6	28.1	7.6
		3	1.69	2.77	0.72	0.39	23.7	5.5	25.2	5.5
	X	1	1.15	1.68	0.74	0.36	22.5	3.7	14.9	3.7
		2	0.81	1.15	0.78	0.30	22.1	3.2	6.7	3.2
		3	0.61	1.02	0.82	0.26	16.0	2.1	3.6	2.1

Certainly, more precise studies require taking into account the pattern of the ω dynamics not only for a single crop but also for each particular year, as well as detailed consideration of the statistical parameters of the temporal series. However, for the purpose of presentation of initial ω data in a compact form such detailed treatment is required.

Table 2 presents averaged (with respect to the occupied areas) values of the sensible (H) and latent (LE) heat fluxes and their corresponding mean square deviations (σ_{LE} and σ_H). Of special interest are the dynamics of the latter value.

It is seems that the H values are considerably smaller than LE and comparable with the standard deviations, which indicates their great spatial variability.

The coincidence of the standard deviations of LE and H is explained by the fact that for each ten-day period differences in net radiation and soil heat flux are assumed to be constant. As follows from the heat balance equation, $R - B = H + LE$. Hence, in this case, in all the elementary geosystems, the latent and sensible heat fluxes have the same variation over area.

It should be noted that the $R - B$ variability in the area is substantially smaller than for ω and soil moisture. Therefore, it is fully admissible to ignore the $R - B$ variation in more detailed calculations.

The possibility of compact ω presentation initial data are exemplified by the comparison of sensible and latent heat fluxes calculated in three versions. The first one, that we shall conditionally call a reference one, covers the calculation of latent heat fluxes, or more exactly, evapotranspiration for each elementary geosystem, with a subsequent determination of their totals and average-weighted value. The second version for the entire KMR employs the respective average-weighted LAI values and, lastly, the third one employs average-weighted values of the $\Psi(\omega)$ functions. It is shown that, in the second comparison, the spread of points is almost two times less than in the first one. In the plot interrelating the calculated data of the third version and the data of the first one, practically all points are situated between two direct lines outgoing from the origin of coordinates at the tangents of angles of inclination 0.88 and 1.00.

CONCLUSIONS

In the course of investigation of methods of assessing the horizontally heterogeneous underlying surface as interact with the atmosphere, the following problems have been solved:

- published data of LAI for 18 types of crops and natural plant communities were systematized, and LAI distributions for the KMR and VMR areas were obtained. Mean changes for a number of years in heat and moisture fluxes during the warm season were calculated, and their distributions in the KMR and VMR areas were presented;

- our findings substantiate the concept that taking into account the

horizontal heterogeneity of the underlying surface for LAI, averaging is best accomplished by using the function of LAI that characterizes the shares of transpiration and water evaporation from the soil under the plant canopy in total evaporation.

REFERENCES

- Budagovsky A.I. 1986, *Refinement of model of soil water evaporation*, Vodnye Res., 5, 58–69.
- Busarova O.E., Dzhogan L.Ya., Lozinskaya E.A., Nasonova O.N. 1993, *Experimental determination of the dependence of the transpiration rate on the phase of the development of plants*, Vodnye Res., 20, 5, 659–661.
- Busarova O.E., Shumova N.A. 1987, *Biometrical characteristics of some crops and their use in evaporation estimation*, Vodnye Res., 2, 130–135.
- Denyssenko E.A. 1992, *One of the possible mechanisms of spatial and temporal inhomogeneity of photometric parameters (According to the results of KUREX)*, European Geophysical Society, Edinburgh.
- Dzhogan L.Ya., Lozinskaya E.A. 1993, *A method for averaging leaf relative area in mesoscale assessment of heat and moisture exchange between the underlying surface and the atmosphere*, Water Res., 20, 6, 612–619.
- Ross Ju. K. 1975, *Radiatsionnyi režim i arkhitektonika rastitelnogo pokrova (Radiation regime and arkhitektonics of the plant cover)*, Leningrad, Gidrometeoizdat.
- Vygodskaya N.N., Gorshkova I.I. 1987, *Teoriya i eksperiment v distantsionnykh issledovaniyakh rastitelnosti (Theory and experiment in remote sensing studies of vegetation)*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Zhmykhova V.S. 1979, *Phenology of herbaceous plants, trees, and shrubs of the Tsentralno-Chernozemnyi Reserve (on the basis of long-term observations of 1939–1969)*, Trudy Tsentralno Chernozemnogo Zapovednika im. Alekhina (Proc. of the V.V/Alekhin Tsentralno Chernozemnyi Reserve), Gidrometeoizdat, Leningrad, 229–426.

CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU W RÓŻNYCH SZEROKOŚCIACH GEOGRAFICZNYCH I ICH PRZYCZYNY

CYCLICAL CLIMATE CHANGES UNDER VARIOUS LATITUDES AND THEIR CAUSES

JERZY BORYCZKA

Zakład Klimatologii, Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Abstract. The purpose of the work is to determine the cyclical changes of air temperature in a number of localities of varying latitude (φ) ranging from the biggest values of latitude (Spitsbergen) down to the smallest values (Colombo). A further objective is constituted by the explanation of the influence exerted by the fluctuation occurring in the Solar System on solar activity and volcanic eruptions — and thereby indirectly on the earth's climate. Twofold influence of the parameters of the Solar System (SS) on the earth's climate is shown, namely:

- 1) parameters of the SS \rightarrow solar activity \rightarrow atmospheric circulation
- 2) parameters of the SS \rightarrow volcanic eruptions \rightarrow solar irradiation.

The dense spectra of oscillations (the true cycles) of the climatological, geological and astronomical variables were compared for the purpose of identification of the causes behind the natural climate changes. The leading principle was: "the spectra of oscillations of causes and effects ought to be similar". The dense spectra of oscillations were found through the "true cycle" method of J. Boryczka.

Key words: dense spectra of oscillations, Solar System parameters solar activity, volcanic eruptions, climate change forecast, anthropogenic component.

CEL PRACY

Celem pracy jest określenie cyklicznych zmian temperatury powietrza w kilku miejscowościach położonych w różnych szerokościach geograficznych (φ) — od największych (Spitsbergen) do najmniejszych (Colombo). Jest nim też uzasadnienie wpływu zmian zachodzących w Układzie Słonecznym na aktywność Słońca i erupcje wulkanów, a pośrednio — na klimat Ziemi. Wykazano zależność klimatu Ziemi od parametrów Układu Słonecznego (US) w sposób:

- 1) parametry US \rightarrow aktywność Słońca \rightarrow cyrkulacja atmosferyczna;
- 2) parametry US \rightarrow erupcje wulkanów \rightarrow promieniowanie słoneczne.

METODY IDENTYFIKACJI PRZYCZYN NATURALNYCH ZMIAN KLIMATU

Badania wykonano na podstawie ciągów chronologicznych: temperatury powietrza — Spitsbergen (1912–1975), środkowa Anglia (1659–1973), Warszawa (1779–1990), Praga (1771–1980), Colombo (1869–1980); aktywności Słońca (liczby Wolfa 1700–1980); erupcji wulkanów w latach 1680–1980 — wskaźnika zapylenia wulkanicznego $\lg DVI$ (Dust Veil Index, Lamb 1975, Kozuchowski 1990), wskaźnika aktywności wulkanicznej $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$), odstępu czasu między kolejnymi wybuchami Δt i parametrów Układu Słonecznego w latach 1700–2000 — przyspieszenia Słońca w jego ruchu dookoła środka masy US \vec{s} , wypadkowej siły przyptywowej na Słońcu ΔG , wywołanej przez planety, całkowitego momentu planet J , momentu bezwładności planet B , siły przyptywowej na Ziemi F (wywołanej przez planety).

Parametry Układu Słonecznego w latach 1700–2000 wyznaczono, mając współrzędne heliocentryczne 9 planet (Merkury, Wenus, Ziemia, Mars, Jowisz, Saturn, Uran, Neptun, Pluton), obliczone z wielomianów opisujących zmienność wiekową parametrów orbit planet (Reznikow 1982, patrz Boryczka 1993).

Wyznaczono parametry charakteryzujące Układ Słoneczny:

- 1) przyspieszenie Słońca — $[\ddot{s}] = \text{km doba}^{-2}$

$$\ddot{s} = \frac{d^2 s}{dt^2},$$

- 2) wypadkowa siła przyptywowa na Słońcu — $[\Delta G] = 10^{-6} m_3 \text{ AU rok}^{-2}$
 $\Delta G = k \sum m_i [(r_i - R_o)^{-2} - r_i^{-2}] |\cos \Gamma_i|$

- 3) moment pędu planet — $[J] = m_3 \text{ AU}^2/\text{mies.}$

$$\mathbf{J} = \sum m_i \left(\mathbf{r}_i \times \frac{d\mathbf{r}_i}{dt} \right), \quad |\mathbf{J}| = J$$

- 4) moment bezwładności 9 planet — $[B] = R_o^2$

$$B = M^{-1} \sum m_i (\mathbf{r}_i - \mathbf{s})^2$$

- 5) siła przyptywowa na Ziemi — $[F] = 10^{-8} m_3 \text{ AU rok}^{-2}$

$$F = k \sum m_i [(\rho_i - \rho_o)^{-2} - \rho_i^{-2}] |\cos \gamma_i|$$

gdzie:

- k — stała grawitacji (zależna od przyjętych jednostek miar),
 Γ_i — kąt między promieniem wodzącym r_i i -tej planety i środkiem s masy US,
 γ_i — kąt między promieniem wodzącym ρ_i i -tej planety (geocentrycznym) i promieniem wodzącym Ziemi r_3 ;
 $m_i, \frac{d\mathbf{r}_i}{dt}$ — masa i prędkość i -tej planety;
 M — masa US;
 R_o, ρ_o — promienie Słońca i Ziemi,
 m_3 — masa Ziemi ($i = 3$),
AU — jednostka astronomiczna.

Gęste widma oscylacji (i rzeczywiste okresy) zmiennych klimatologicznych (temperatura powietrza), geologicznych (erupcje wulkanów) i astronomicznych (aktywność Słońca, parametry Układu Słonecznego) wyznaczono „metodą rzeczywistych cykli” J. Boryczki. Polega ona na dopasowaniu (wg najmniejszych

kwadratów) wykresów kolejnych sinusoid o dyskretnych okresach $\Theta_1, \Theta_2, \dots, \Theta_N$ do zbioru punktów (y_i, t_i) :

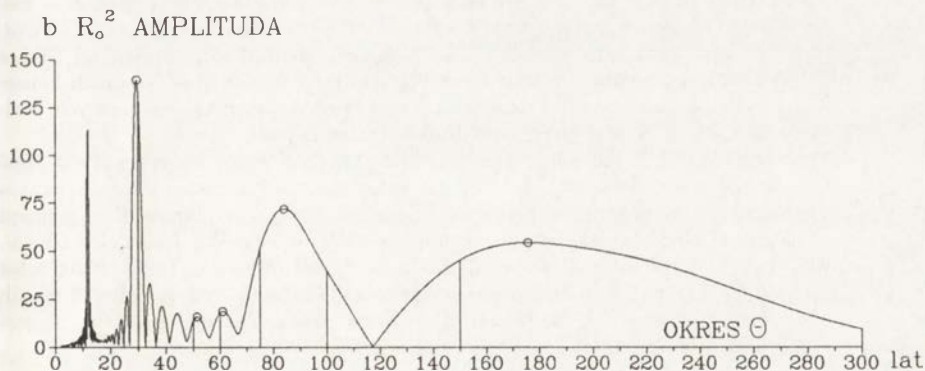
$$y = a_0 + b \sin \left(\frac{2\pi}{\Theta} t + c \right)$$

gdzie: b — jest amplitudą, c — przesunięciem fazowym.

Okres sinusoidy regresji Θ zmieniano z krokiem $\Delta\Theta = 0,1$ i $\Delta\Theta = 1/12 = 0,0833$ roku — w paśmie 0,25–300 lat. Rzeczywiste okresy (cykle) — to maksima lokalne widma oscylacji t.j. ciągu amplitud b_1, b_2, \dots, b_N , odpowiadających założonym *a priori* okresom $\Theta_1, \Theta_2, \dots, \Theta_N$.

Weryfikacji cykli (okresów Θ_i) dokonano testem Fishera-Snedecora o $n_1 = 2$ i $n_2 = n - 3$ stopniach swobody (n — liczebność ciągu chronologicznego).

Metoda „rzeczywistych cykli” umożliwiła wyznaczenie gęstych widm oscylacji także erupcji wulkanów — zjawisk występujących nieregularnie. W tym przypadku t.j. przy różnych odstępach czasu między pomiarami: t_1, t_2, \dots, t_n zupełnie zawodzą wszystkie inne metody badań periodyczności. Nie można stosować ani analizy harmonicznej (szeregu Fouriera), ani też znanej analizy spektralnej — łącznie z metodą autokorelacyjną (Fuhricha). Dotychczasowe metody badań periodycznych zmian, nawet przy stałym odstępzie czasu Δt , mają poważne ograniczenia stosowalności (Boryczka 1993). Na przykład, porównano gęste widmo oscylacji momentu bezwładności 9 planet (B, 1700–2000) — według metody „rzeczywistych cykli” autora z kilkoma składowymi harmonicznymi — wyrazami szeregu Fouriera (ryc. 1).



Ryc. 1. Porównanie maksimów lokalnych gęstego widma oscylacji (rzeczywistych okresów Θ) momentu bezwładności 9 planet (1700–2000, $n = 300$) z 1-, 2-, 3-, 4-, 5-, 6- i 10-tą składową harmoniczną (linie pionowe) — okresami fikcyjnymi

Comparison of local maxima of the dense spectrum of oscillations (the true periods Θ) for the moment of inertia of nine planets (1700–2000, $n = 300$), with the 1st, 2nd, 3rd, 4th, 5th, 6th and 10th harmonic component (vertical lines) — fictitious periods

Po podzieleniu długości ciągu chronologicznego $n = 300$ lat na części n , $\frac{n}{2}$, $\frac{n}{3}$, $\frac{n}{4}$, $\frac{n}{5}$, $\frac{n}{6}$ i $\frac{n}{10}$ otrzymuje się okresy „fikcyjne”: 300, 150, 100, 75, 60, 50 i 30 lat. Natomiast prawdziwymi okresami są: 175,7, 84,1, 61,1, 51,4 i 29,5 lat.

WPLYW GRAWITACYJNY PLANET NA AKTYWNOŚĆ SŁOŃCA, ERUPCJE WULKANÓW I KLIMAT ZIEMI

Zdefiniujemy najpierw zasady identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu Ziemi, które w przybliżeniu powinny być spełnione:

Zasada I: Widma oscylacji (rzeczywiste okresy) przyczyn i skutków są takie same;

Zasada II: Cykle przyczyn i skutków są synchroniczne (zgodność fazowa, ekstrema występują w tym samym czasie);

Zasada III: Amplitudy wahań przyczyn i skutków w cyklach są skorelowane dodatnio (większe wahania przyczyn wywołują większe wahania skutków).

Metody regresji wielokrotnej są niewystarczające w identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu Ziemi. Współczynniki regresji cząstkowej jedynie wskazują ewentualne przyczyny wahań klimatu. Korelacja między skutkami i domniemanymi przyczynami może być przypadkowa (np. dwa ciągi liczbowe rosnące lub malejące).

Żeby dokonać identyfikacji przyczyn naturalnych zmian klimatu, porównano gęste widma oscylacji i rzeczywiste okresy (cykle) temperatury powietrza, aktywności Słońca, erupcji wulkanów i parametrów Układu Słonecznego (tab. 1–4, ryc. 1–5).

Tabela 1. Okresy rzeczywiste (Θ): parametrów Układu Słonecznego w latach 1700–2000

(\ddot{s} — przyspieszenie Słońca, ΔG — wypadkowa sił przyptywowych na Słońcu, wywołanych grawitacyjnym oddziaływaniem planet, J — moment pędu 9 planet, B — moment bezwładności 9 planet); erupcji wulkanów (DVI — Dust Veil Index, $I = DVI/\Delta t$, Δt — odstęp czasu między kolejnymi erupcjami, 1680–1980); aktywności Słońca (1700–1980); temperatury powietrza w Warszawie (1779–1990) — średnich konsekwentnych 12-miesięcznych i rocznych (r), wyrażone w latach kalendarzowych. Podkreślono cykle o największych amplitudach (najsilniejsze).

True periods (Θ) of the parameters of the Solar System in the years 1700–2000 (\ddot{s} — acceleration of the Sun, ΔG — resultant of the tidal forces on the Sun, caused by the gravitational action of planets, J — momentum of nine planets, B — moment of inertia of nine planets); volcanic eruptions (DVI — Dust Veil Index, $I = DVI/\Delta t$, where Δt — time interval between the consecutive eruptions, 1680–1980); solar activity (1700–1980); air temperature in Warsaw (1779–1990) — consecutive 12-month and yearly averages (r), expressed in calendar years. The cycles of the biggest amplitudes (the strongest ones) are emphasized.

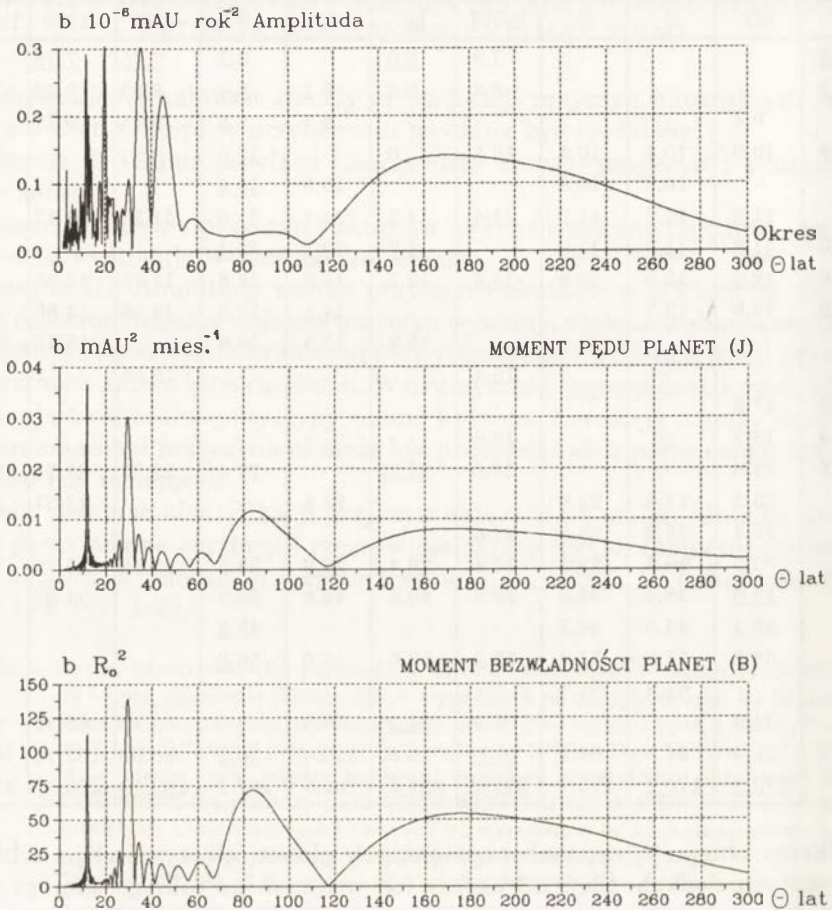
Układ Słoneczny				Erupcje wulkanów			L.W.	Temperatura 1779–		
\ddot{s}	ΔG	J	B	$\lg DVI$	$\lg I$	Δt	W	–1985	–1990	1990 r.
3.5	<u>3.5</u>	.	.	2.6	<u>3.3</u>	3.1	.	3.42	3.42	2.5
<u>3.9</u>	4.2	.	.	<u>4.0</u>	<u>4.0</u>	3.7	.	<u>4.17</u>	<u>4.17</u>	4.0
4.8	4.75	<u>4.75</u>	4.7
5.0	.	.	.	<u>5.3</u>	5.0	<u>5.1</u>	.	5.17	5.17	5.2
<u>5.6</u>	<u>5.50</u>	5.50	.
6.4	5.9	.	.	.	<u>6.0</u>	5.9	.	5.67	5.67	5.7
6.6	6.6	.	.	.	6.8	.	.	6.42	6.42	6.5
7.5	7.4	.	.	.	7.4	7.3	7.4	7.42	7.42	<u>7.4</u>

Układ Słoneczny				Erupcje wulkanów			L.W.	Temperatura 1779–		
ś	ΔG	J	B	lgDVI	lgI	Δt	W	–1985	–1990	1990 r.
<u>7.8</u>	.	.	.	7.9	<u>8.0</u>	.	8.1	<u>7.75</u>	<u>7.75</u>	7.7
8.2	.	.	.	8.6	8.4	8.1	<u>8.4</u>	8.33	8.33	8.3
.	9.4	<u>9.7</u>	9.5	9.25	9.17	.
9.9	10.0	10.4	10.4	10.5	10.0	.	<u>10.0</u>	.	.	10.4
.	.	10.8	10.8	.	.	10.5	<u>10.5</u>	.	.	.
.	11.2	11.2	11.2	<u>11.4</u>	11.2	11.1	<u>11.0</u>	11.25	11.17	11.1
12.0	<u>11.8</u>	<u>11.9</u>	<u>11.9</u>	.	<u>11.7</u>	12.1	<u>12.1</u>	.	.	.
12.8	<u>12.9</u>	12.6	12.6	<u>13.3</u>	12.7	13.0	12.8	12.75	12.83	12.9
13.9	13.9	13.7	.	.	.	<u>14.4</u>	13.8	14.00	14.00	14.0
.	15.2	15.5	14.9	.	15.17	15.2
.	.	.	.	16.4	.	.	.	15.58	.	.
18.2	17.6
19.9	<u>19.9</u>	.	.	19.8
21.8	21.8	.	.	21.6	<u>21.22</u>	.	21.4	22.33	21.25	21.3
.	23.2	23.8	23.9	.	.	23.8	.	.	23.67	23.8
.	25.3	25.9	25.9	25.8
.	30.3	29.5	<u>29.5</u>	30.4	<u>28.4</u>	<u>27.6</u>	28.5	28.58	29.75	30.2
.	<u>35.6</u>	38.4	38.6	38.6	40.8	42.8	36.9	.	34.67	35.2
.	<u>45.1</u>	44.3	44.2	.	.	.	<u>45.5</u>	.	.	.
.	58.2	51.8	51.4	52.2	57.0	56.0	<u>56.8</u>	.	.	.
.	.	61.8	61.1
.	74.9	.	.	65.9	<u>64.3</u>	76.3	.	66.17	68.92	69.7
.	91.4	84.5	84.1	<u>91.8</u>	90.5	118.6	<u>96.3</u>	98.83	103.75	104.7
.	<u>170.1</u>	<u>170.1</u>	175.7	<u>223.8</u>	<u>221.5</u>	202.5	187.1	<u>209.58</u>	<u>220.75</u>	223.9

Okresy obiegu θ_i czterech największych planet (olbrzymów) po orbitach eliptycznych dookoła Słońca i okresy ich wzajemnego takiego samego poło-
 żenia względem siebie, obliczone z wzoru $\theta = \frac{\theta_1 \theta_2}{\theta_2 - \theta_1}$ zestawiono w tabeli 2.
 Prędkość kątowna Ω jednakowego położenia względem siebie dwóch planet
 jest równa różnicy ich prędkości kątowych $\Omega_1, \Omega_2 : \Omega = \Omega_1 - \Omega_2$. Okres tych
 zmian θ otrzymuje się po wstawieniu $\Omega_1 = \frac{2\pi}{\theta_1}, \Omega_2 = \frac{2\pi}{\theta_2}$.

Tabela 2. Okresy obiegu θ_i największych planet dookoła Słońca i okresy θ ich wzajemnego
 takiego samego położenia względem siebie (wyrażone latach kalendarzowych)
 Periods θ_i of rotation of the greatest planets around the Sun and the periods θ of
 their mutual identical locations (expressed in calendar years)

Planety	Jowisz	Saturn	Uran	Neptun	Masa
Jowisz	11,862	.	.	.	317,82
Saturn	19,858	29,458	.	.	95,28
Uran	13,812	45,364	84,015	.	14,56
Neptun	12,782	35,870	171,400	164,700	17,28



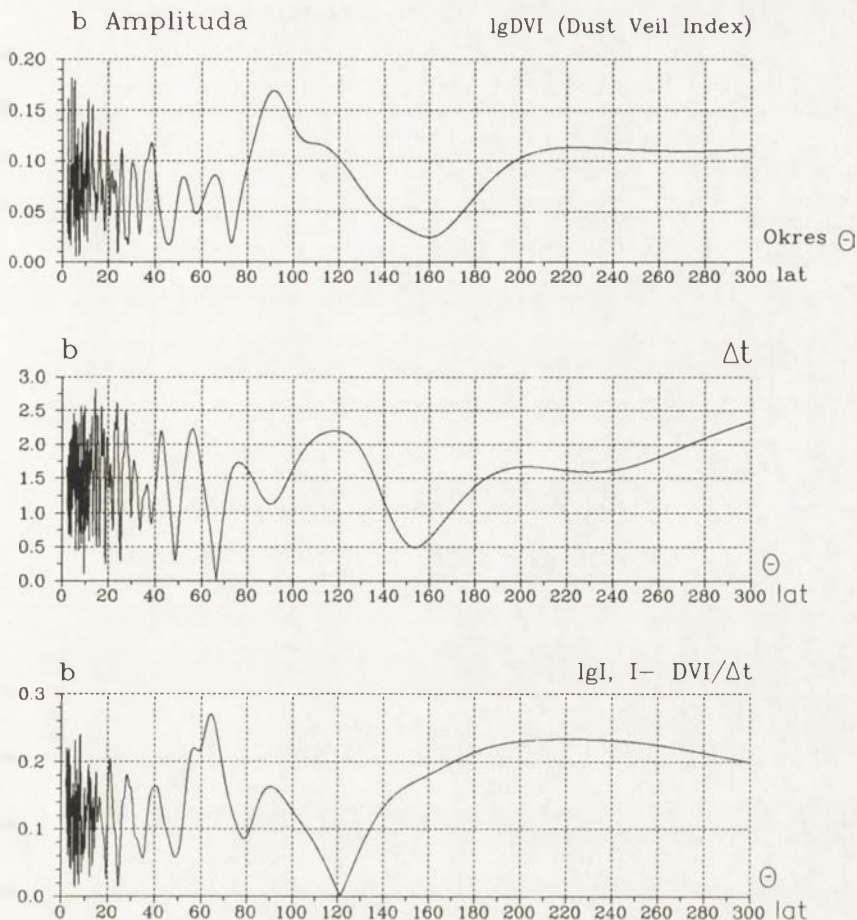
Ryc. 2. Gęste widma oscylacji parametrów Układu Słonecznego w latach 1700–2000: wypadkowej siły przypiływowej na Słońcu (ΔG), całkowitego momentu pędu 9 planet (J), całkowitego momentu bezwładności 9 planet B (B — jest miarą rozproszenia masy w Układzie Słonecznym)

Dense spectra of oscillations of such parameters of the Solar System over the years 1700–2000 as: the resultant of the tidal force on the sun (ΔG), the total momentum of the nine planets (J), the total moment of inertia of nine planets (B , where B is the measure of mass dispersion in the Solar System)

Okresy te (cykle) dominują w gęstych widmach oscylacji: parametrów Układu Słonecznego, erupcji wulkanów, aktywności Słońca i temperatury powietrza (tab. 3).

Nie oczekiwano tak dużej zbieżności między maksimami b_{\max} gęstych widm oscylacji (rzeczywistymi okresami): erupcji wulkanów, aktywności Słońca i temperatury powietrza z okresami parametrów Układu Słonecznego, bardzo zbliżonymi do okresów obiegu największych planet dookoła Słońca i ich wzajemnego położenia.

Cykle te (z wyjątkiem najkrótszych — $\lg I$) są istotne statystycznie na poziomie istotności 10%, gdyż duże są na ogół liczebności ciągów chronolo-



Ryc. 3. Gęste widma oscylacji erupcji wulkanów w latach 1680–1980: wskaźnika emisji pyłów wulkanicznych $\lg DVI$ (DVI — Dust Veil Index — zdefiniowany przez H.Lamba, 1977), odstępów czasu Δt między kolejnymi erupcjami i wskaźnika aktywności wulkanicznej $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$)

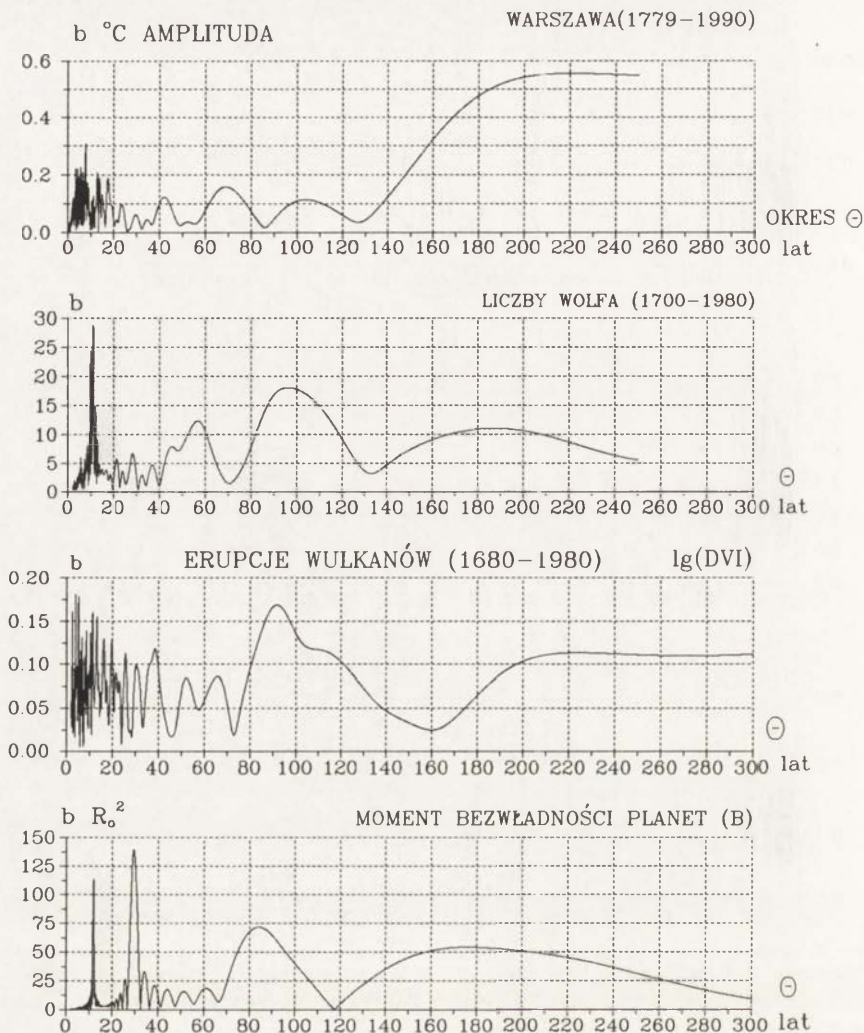
Dense spectra of oscillations of volcanic eruptions in the years 1680–1980 in terms of: Dust Veil Index measure $\lg DVI$ of the emission of volcanic dusts (DVI as defined by H.Lamb, 1977); time intervals Δt between the consecutive eruptions, and the volcanic activity index $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$)

gicznych: parametry US ($n = 300$), liczby Wolfa ($n = 280$), erupcje wulkanów ($n = 67$), temperatura powietrza w Warszawie (średnie konsekwentne 12-miesięczne, $n = 2533$).

Wahania temperatury powietrza $T_{\max} - T_{\min} = 2b^{\circ}\text{C}$ w tych cyklach są znaczne (uśrednione wg najmniejszych kwadratów z $n = 2533$ wartości):

Θ	12,1	12,8	14,0	17,7	29,8	34,7	42,2	103,8	220,7 lat
$2b$	0,18	0,41	0,38	0,38	0,12	0,09	0,24	0,23	1,11 $^{\circ}\text{C}$

Są to również najsilniejsze cykle cyrkulacji atmosferycznej w latach 1881–1976 (Boryczka 1993): wschodniej (C_E) — $\Theta = 29,83$ lat ($R = 0,34$), ($R = 0,34$), $\Theta = 48,25$ ($R = 0,43$); zachodniej (C_W) — $\Theta = 30,50$ ($R = 0,26$); południkowej (C) — $\Theta = 22,83$ ($R = 0,35$), $\Theta = 61,17$ lat ($R = 0,49$).



Ryc. 4. Porównanie gęstych widm oscylacji: temperatury powietrza w Warszawie (1779–1990), erupcji wulkanów $\lg DVI$ (1680–1980), całkowitego momentu bezwładności 9 planet B (1700–2000)

Comparison of the dense spectra of oscillations of: air temperature in Warsaw (1779–1990), volcanic eruptions, $\lg DVI$ (1680–1980), total moment of inertia of nine planets, B (1700–2000)

Interesujące są jeszcze trzy krótsze cykle temperatury powietrza w Warszawie: 4,17; 7,75; 11,17 lat o amplitudach $T_{\max} - T_{\min} = 2b$, wynoszących odpowiednio: 0,44; 0,62; 0,25°C.

Zbliżonej cykliczności ulegają parametry Układu Słonecznego, erupcje wulkanów, aktywność Słońca i temperatura powietrza (tab. 4).

Czteroletni cykl temperatury powietrza (o amplitudzie $2b = 0,44^\circ\text{C}$) jest prawdopodobnie wywołany najsilniejszym cyklem 4-letnim wypadkowej siły przyływowej na Ziemi, wynikającej z grawitacyjnego przyciągania Ziemi przez planety — $[F] = 10^{-8} m_3 \cdot \text{AU rok}^{-2}$ o równaniu:

$$F = 5,388 + 1,188 \sin \left(\frac{2\pi}{4,0} t - 2,0894 \right)$$

charakteryzującym się współczynnikiem korelacji wielokrotnej $R = 0,369$.

Tabela 3. Okresy rzeczywiste Θ : wypadkowej siły przyptywowej na Słońcu, wywołanej grawitacyjnym oddziaływaniem 9 planet (ΔG), momentu bezwładności 9 planet względem środka masy Układu Słonecznego (B), wskaźnika emisji pyłów wulkanicznych $\lg DVI$ (Dust Veil Index), wskaźnika aktywności wulkanicznej $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$), aktywności Słońca (W) i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779–1990 (T). R jest współczynnikiem korelacji wielokrotnej.

True cycles Θ of the resultant tidal force on the Sun, caused by the gravitational pull of nine planets (ΔG); the moment of inertia of nine planets with respect to the mass center of the Solar System (B), Dust Veil Index measure ($\lg DVI$), volcanic activity index $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$), solar activity (W), and air temperature in Warsaw in the years 1779–1990 (T). R is the multiple correlation coefficient.

Układ Słoneczny				Erupcje wulkanów				L. Wolfa		Temperatura	
ΔG		B		$\lg DVI$		$\lg I$		W		T	
Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
11,8	0,40	11,9	0,58	11,4	0,31	11,7	0,29	12,1	0,27	12,1	0,10
12,9	0,27	12,6	0,12	13,3	0,28	12,7	0,26	12,8	0,17	12,8	0,16
13,9	0,19	.	\bar{A}	13,9	0,18	15,2	0,29	13,8	0,09	14,0	0,14
19,9	0,42	.	\bar{A}	19,8	0,25	21,2	0,32	21,4	0,11	17,7	0,14
30,3	0,14	29,5	0,70	30,4	0,19	28,4	0,28	28,5	0,12	29,8	0,05
35,4	0,41	34,2	0,17	38,6	0,22	40,8	0,24	36,9	0,08	34,7	0,04
45,1	0,31	44,2	0,09	52,2	0,17	57,0	0,33	45,5	0,14	42,2	0,10
91,4	0,04	84,1	0,36	91,8	0,34	90,5	0,25	96,3	0,33	103,8	0,09
170,1	0,19	175,7	0,27	223,8	0,23	221,5	0,35	187,1	0,20	220,7	0,43

Tabela 4. Okresy rzeczywiste Θ : temperatury powietrza w Warszawie (1779–1990), parametrów Układu Słonecznego (\bar{s} , F , ΔG , J , B), erupcji wulkanów ($\lg DVI$, $\lg I$) i aktywności Słońca (W)

True periods Θ of: air temperature in Warsaw (1779–1990), the parameters of Solar System (\bar{s} , F , Γ , J , B), volcanic eruptions ($\lg DVI$, $\lg I$) and solar activity (W)

Zmienne	Okres	R	Okres	R	Okres	R
Temperatura (T)	4,16	0,17	7,75	0,23	11,17	0,10
Przyspieszenie Słońca (\bar{s})	3,9	0,28	7,8	0,27	.	.
Siła przyptywowa na Ziemi (F)	4,0	0,37
Siła przyptywowa na Słońcu (ΔG)	11,2	0,12
Moment pędu planet (J)	11,2	0,16
Moment bezwładności (B)	11,2	0,13
Erupcje wulkanów ($\lg DVI$)	4,0	0,33	7,9	0,23	11,4	0,31
Erupcje wulkanów ($\lg I$)	3,9	0,29	8,0	0,32	11,2	0,22
Liczby Wolfa (W)	.	.	7,4	0,10	11,1	0,22

Oczywiście, siła przyptywowa planet F sumuje się z siłami znacznie większymi, wywieranymi przez Księżyc i Słońce. Siła przyptywowa Księżyca, mimo małej jego masy (ze względu na bliską odległość od Ziemi), jest dwukrotnie

większa od siły przyptywowej słonecznej. Podczas pełni i nowiu przyptywy słoneczne i księżycowe dodają się do siebie. Są to jednak wahania krótko-okresowe (12 h 25 min) i podobnie jak siły przyciągania Merkurego ($\theta = 0,241$ roku) i Wenus ($\theta = 0,615$ roku) — stałe w uśrednieniu rocznym. Zależą od nich w dużym stopniu daty erupcji wulkanów (godzina, dzień, miesiąc).

Jest to oddziaływanie grawitacyjne planet na klimat Ziemi poprzez wzmożone erupcje wulkanów (pył wulkaniczny absorbujący promieniowanie słoneczne). Świadczą o tym wskaźniki charakteryzujące erupcje wulkanów: emisję pyłów wulkanicznych $\lg DVI$ (DVI — Dust Veil Index), aktywność wulkaniczną $\lg I$ ($I = DVI/\Delta t$). Ulegają one bowiem cykliczności 4-letniej, której nie stwierdzono w widmie aktywności Słońca (liczb Wolfa w latach 1700–1980).

Cykl 7,75-letni temperatury powietrza (o zakresie wahań $2b = 0,62^\circ\text{C}$) jest prawdopodobnie wynikiem prawie ośmioletnich wahań erupcji wulkanów i aktywności Słońca. Takiej samej 7,8-letniej cykliczności ulega przyspieszenie Słońca (\ddot{s}) w jego ruchu dookoła środka masy Układu Słonecznego. Jest to również dość silny 7,83-letni cykl cyrkulacji południkowej (C) — $R = 0,24$ (Boryczka 1993).

Interesujące jest, że cykl 11,2-letni temperatury powietrza w Warszawie (o amplitudzie $2b = 0,25^\circ\text{C}$) jest znacznie słabszy od cykli: 12,1 lat, 12,8 lat i 14,0 lat — o amplitudach: 0,18, 0,41, $0,38^\circ\text{C}$. Trzeba zauważyć, że okres obiegu największej planety (Jowisza) dookoła Słońca jest równy 11,862 lat, a okresy jej wzajemnego takiego samego położenia (θ) względem pozostałych planet olbrzymów tj. Urana i Neptuna wynoszą: 13,812 i 12,782 lat.

Mało prawdopodobne jest, żeby obecność kilkunastu cykli (prawie tej samej długości) w gęstych widmach oscylacji: parametrów Układu Słonecznego, erupcji wulkanów, aktywności Słońca i temperatury powietrza była przypadkowa.

Świadczy to, że ocieplanie się klimatu w ostatnich dwóch stuleciach jest efektem naturalnych przyczyn: erupcji wulkanów i aktywności Słońca, uwarunkowanych okresowymi zmianami zachodzącymi w Układzie Słonecznym.

Tendencja rosnąca temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779–1990, określona równaniem prostej regresji wynosi $0,6^\circ\text{C}$ na 100 lat:

$$T = 6,93 + 0,00640t, \quad R = 0,40.$$

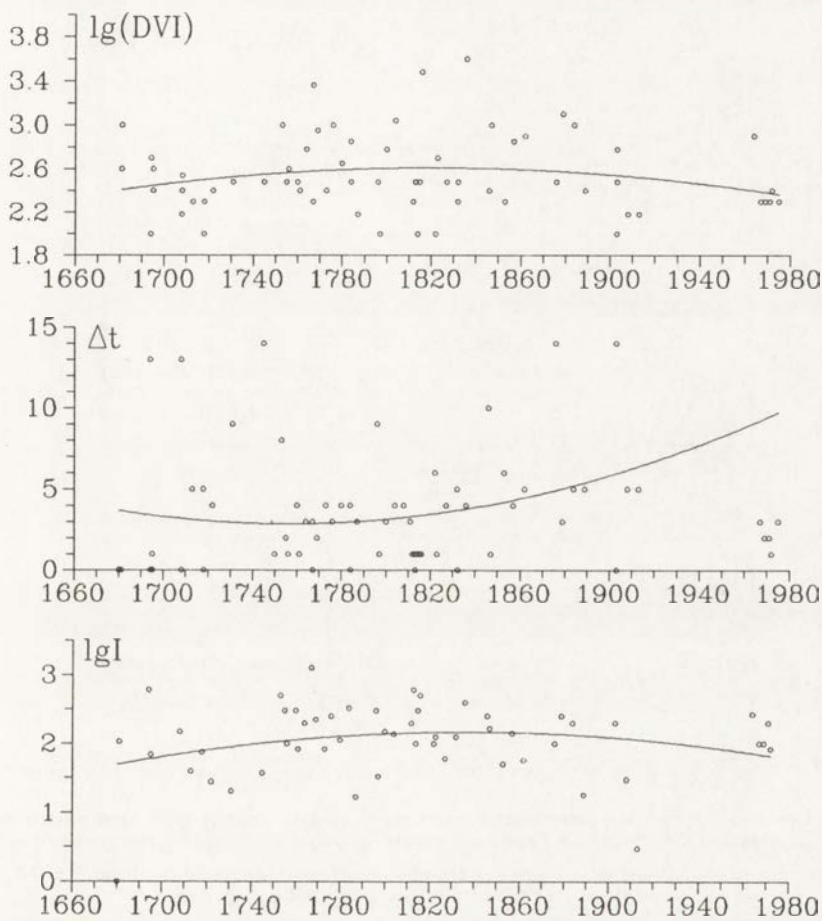
Ten wzrost temperatury powietrza w ostatnich dwóch stuleciach o $0,6^\circ\text{C}$ na 100 lat jest wypadkową nakładających się dwóch najsilniejszych cykli: 103,75 i 208,58 lat. Jest on uwarunkowany podobnymi cyklami erupcji wulkanów i aktywności Słońca.

Trzeba też zauważyć tendencję rosnącą aktywności Słońca (liczb Wolfa 0 w latach 1700–1980 — o 9,5 na 100 lat:

$$W = 34,73 + 0,0948t, \quad R = 0,20.$$

Jest ona wypadkową kilku silnych cykli: 11,0; 45,5; 56,8; 96,3; 187,1 lat, występujących w widmach oscylacji parametrów Układu Słonecznego.

Ponadto, tendencja wiekowa erupcji wulkanów w latach 1680–1980 jest malejąca (wskaźnika emisji pyłów wulkanicznych DVI i wskaźnika aktywności wulkanicznej $I = \frac{DVI}{\Delta t}$). Wzrasta natomiast odstęp czasu Δt między kolejnymi wybuchami wulkanów (ryc. 5).

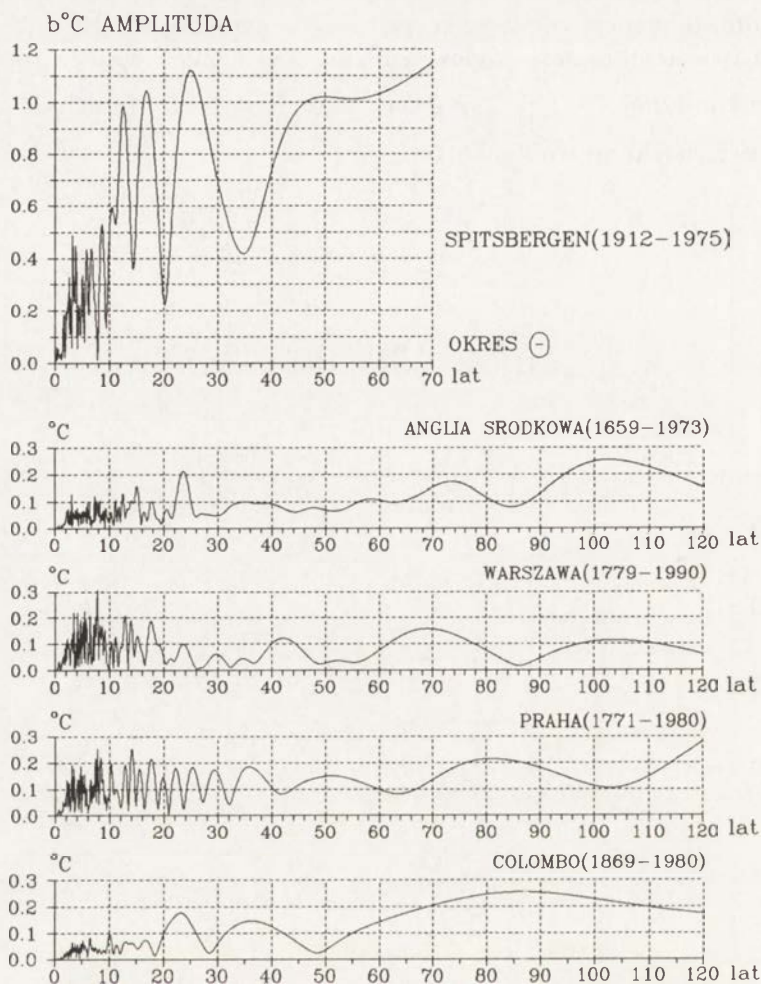


Ryc. 5. Trend wiekowy erupcji wulkanów w latach 1680–1980. Parabole regresji wskaźników: $\lg DVI$, Δt , $\lg I$ (DVI — Dust Veil Index, $I = DVI/\Delta t$)
 Secular trend of volcanic eruptions in the years 1680–1980. Regression parabolas of the values of $\lg DVI$, Δt , $\lg I$ (DVI — Dust Veil Index, $I = DVI/\Delta t$)

Równania parabol regresji:

$$\begin{aligned} \lg DVI &= 2,4062 + 0,00289748 t - 0,0000102662 t^2 \\ \Delta t &= 3,6782 - 0,0214937 t + 0,000142014 t^2 \\ \lg I &= 1,6954 + 0,006035 t - 0,0000192201 t^2 \end{aligned}$$

cechują się współczynnikami korelacji wielokrotnej: $R = 0,212$, $R = 0,273$, $R = 0,257$.



Ryc. 6. Gęste widma oscylacji temperatury powietrza w różnych szerokościach geograficznych — w pasmie $\Theta = 0,25-120$ lat (maksima lokalne krzywych — to okresy rzeczywiste)

Dense spectra of oscillations of air temperature under various latitudes in the band $\Theta = 0.25-120$ years (local maxima of the curves are the true periods)

CYKLE TEMPERATURY POWIETRZA A SZEROKOŚĆ GEOGRAFICZNA

Cykle rzeczywiste temperatury powietrza zależą od położenia geograficznego miejsca, w którym prowadzono pomiary — od szerokości geograficznej (φ). Gęste widma oscylacji temperatury powietrza w kilku miejscowościach: Spitsbergen (1912-1975), środkowa Anglia (1659-1973), Warszawa (1779-1990), Praga (1771-1980), Colombo (1869-1980) przedstawiono na rycinie 6.

Największymi amplitudami wahań $T_{\max} - T_{\min} = 2b$ cechują się cykle temperatury powietrza na Spitsbergenie — o największej szerokości geograficznej φ :

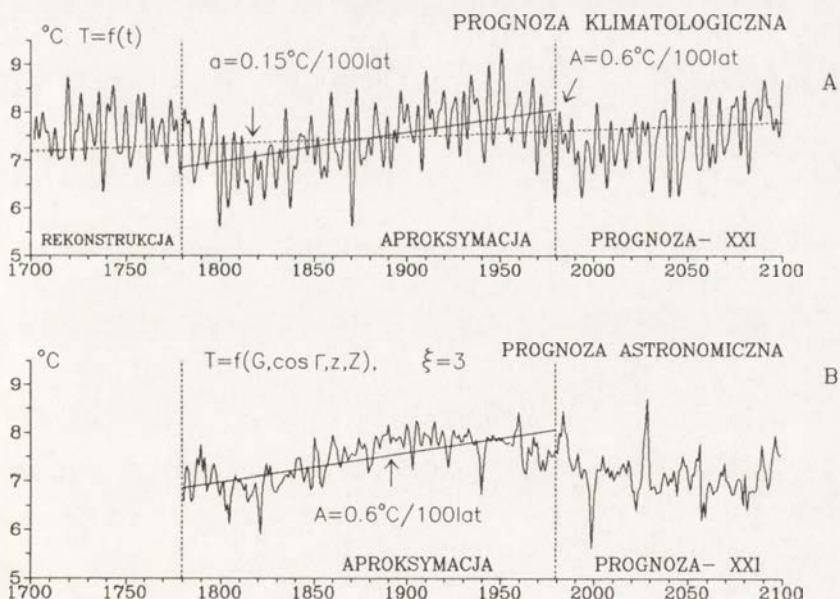
Θ	3,3	3,8	5,8	6,8	8,7	10,5	12,5	16,7	25,0	50,3	lat
$2b$	1,0	0,9	0,9	0,9	1,1	1,2	2,0	2,0	2,2	2,0	C
R	0,20	0,19	0,18	0,18	0,22	0,25	0,41	0,45	0,46	0,43	

Natomiast najmniejsze amplitudy wahań ($2b$) mają cykle temperatury powietrza w Colombo — o najmniejszej szerokości geograficznej φ :

Θ	5,3	6,5	7,6	10,2	11,4	13,0	23,2	36,2	42,0	86,4	lat
$2b$	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	0,3	0,2	0,5	C
R	0,17	0,19	0,11	0,22	0,13	0,16	0,40	0,34	0,24	0,56	

Ogólnie, amplitudy temperatury powietrza w cyklach krótkich (parolet-nich) w wyższych szerokościach geograficznych (Spitsbergen) są o jeden rząd wielkości większe niż w niskich szerokościach (Colombo). W przypadku cykli długich (kilkudziesięcioletnich) różnice między amplitudami temperatury po-wietrza $2b$ są mniejsze.

W uzupełnieniu, przedstawiono dwojakiego rodzaju prognozy temperatury powietrza w Warszawie w XXI wieku: klimatologiczną — przez nałożenie na siebie cykli Θ_j o największych amplitudach b_j i astronomiczną — na pod-stawie zmian parametrów Układu Słonecznego (ryc. 7). Po prostu rozwinięto ciąg chronologiczny temperatury powietrza w szereg Taylora $T = f(G, \cos \Gamma, z, Z)$ względem czterech parametrów Układu Słonecznego: G — wypadkowej siły grawitacyjnego oddziaływania 9 planet na Słońce, $\cos \Gamma$ — cosinusa kąta Γ między promieniami wodzącymi środka masy $s = [x, y, z]$ i środka



Ryc. 7. Naturalne i antropogeniczne zmiany temperatury powietrza w Warszawie w XVII–XXI wieku według prognozy klimatologicznej (A) i prognozy astronomicznej (B)

Natural and anthropogenic changes of air temperature in Warsaw in the period of 17th to 21st century according to the climatological (A) and astronomic (B) forecasts

geometrycznego $S = [X, Y, Z]$ Układu Słonecznego; z, Z — odległości środka masy i środka geometrycznego US od płaszczyzny ekliptyki.

Ogromne znaczenie ma duża zbieżność tych dwojakiego rodzaju prognoz zmian klimatu w przyszłym, XXI stuleciu (krzywe wskazują ogólne ochłodzenie klimatu w latach 2000–2100). Wspiera to tezę o wpływie zmian zachodzących w Układzie Słonecznym na klimat Ziemi — poprzez zmienność aktywności Słońca i erupcji wulkanów.

Temperatura powietrza w Warszawie wzrastała w ostatnich dwóch stuleciach średnio o $A = 0,6^{\circ}\text{C}$ na 100 lat, natomiast składnik antropogeniczny, wywołany głównie miejską wyspą ciepła wynosi w Warszawie $a = 0,15^{\circ}\text{C}$ na 100 lat.

LITERATURA

- Boryczka J. 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII–XXI wieku*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- Koźuchowski K. 1990, *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*, Łódź.
- Lamb H.H. 1977, *Climatic history and the future. Climate: present, past and future*, 2, Methuen, London.
- Reznikov A.P. 1982, *Predskazanie estestvennyh processov obučajuščejseja sistemoj*, Novosybirsk.

**A CONTRIBUTION TO WEATHER RECONSTRUCTION
IN CENTRAL EUROPE
IN THE FIRST HALF OF THE 16th CENTURY
(Some notes to the outline of Czech-Polish contacts
in meteorology)**

**PRZYCZYNEK DO REKONSTRUKCJI PRZEBIEGU POGODY
W EUROPIE CENTRALNEJ W PIERWSZEJ POŁOWIE XVI WIEKU**
(Kilka uwag o polsko-czeskich kontaktach w dziedzinie meteorologii)

JAN MUNZAR

Institute of Geonics, Branch Brno
Drobného 28, 613 00 Brno, Czech Republic

Abstract. The paper presents a brief outline of the hitherto Czech-Polish contacts and up-to-now unknown parallels in development of meteorology during the last 450 years, starting with weather observations in the 16th century and ending with the Czech meteorological dictionary in 6 languages, which was published in 1993. Core of the contribution consists in general comparison of visual observations from the Polish town Olkusz near Kraków (Cracow) and from the south Moravian town Uherské Hradiště made in January 1537. If this comparison could further be extended, it will be a valuable contribution to reconstruction of weather in Central Europe during the first half of the 16th century.

Key words: meteorology, Czechland, Poland, cooperation history, 16th century weather.

INTRODUCTION

How to start and with whom? Perhaps already with the personality of astronomer Johann Kepler who left for us regular visual weather observations both from Prague (for the year 1604) and from Polish town Żagań (Sagan) for the years 1628–1629.

Forgotten cannot be Valerian Magni who demonstrated an experiment to Polish King, Queen and prominent king's court society in the Royal Castle in Warsaw on 12 July, 1647 with a mercury-filled glass tube thus bringing evidence about existence of vacuum. This experiment which is known as "torricellian" and which proved existence of atmospherical pressure and enabled its measuring was apparently not made by him for the first time. Nevertheless, Magni's primacy consists in the fact that he published a press report on this experiment, meant for technical public in summer of the same year, which was independent of Italian or French scholars. Some facts from

biography of Valerian Magni (1586–1661) — a Capuchin monk, theologian and diplomat may be interesting for us thanks to his connection with Czech lands. He graduated from the theological college in Prague, returned to Bohemia after death of the King Vladislaus IV, and worked in Brno for further thirteen years. However, it is not known whether he showed the “torricellian” experiment in the Czech lands too.

The hitherto oldest instrumental meteorological observations in the Czech countries were made by physician Johann Karl Rost at Zákupy (Reichstadt) in northern Bohemia in 1719–1720, which were preserved only thanks to their publication in Wroclaw in the so called *Breslauer Sammlungen* whose editor was Johann Kanold (Munzar 1990). As to systematic, long-term measurements, it is necessary to mention the generous event of Mannheim Meteorological Society (*Societas Meteorologica Palatina*) from 1781–1792. Żagań (Sagan) became a base for the European network of stations for the 12 years period of which 10 years the observations were made also in Prague.

The 19th century should be noted namely because of contacts between Prague and Cracow (Kraków). It was in 1855–1862 when Franciszek Karliński (1830–1906) worked in the observatory of Prague Klementinum, who was later director of the observatory of Jagellonian University in Kraków for many years (Munzar 1986).

COOPERATION IN THE LAST 35 YEARS

More systematic contacts and collaboration can be spoken of only after the 2nd World War, mainly within the scope of 16 International Conferences on Carpathian Meteorology (ICCM) that were held in the time period between 1959–1993 (Obrębska-Starkel 1983).

For myself personally it is already 25 years when I had the first chance to visit Poland as a participant at the 4th ICCM in 1969, and later also at the 10th Carpathian conference in 1981 in Kraków.

In the autumn of 1970 — I had the honour to meet Prof. Janusz Paszyński at his workplace. At that time, I had two appointments: with Mr. Ananiasz Rojecki, the author of numerous valuable publications from the history of Polish meteorology and with mgr. Ryszard Girguś who was engaged in extreme hydrometeorological phenomena on the territory of Poland until 1600 (Michalczewski 1979, Girguś at al. 1965).

In the last decennium, meteorologists from both countries have been systematically cooperating in the field of terminology. The only published work is so far *The Czech One-Language and Terminological Dictionary in Meteorology*, which contains foreign equivalents and indices in Slovak, English, French, German and Russian, which facilitates its use for both, passive and active translation. There were many individual consultations in the course of its creation. Prof. S. Reichhart considerably extended the entry for “turbulence”, (the term was proposed for introduction into meteorology by Polish natural scientist M.P. Rudzki in 1893).

A separate chapter of the present collaboration is joint research in arctic areas starting with the first Polish-Czech expedition to Spitsbergen in the summer 1985 (Brázdil et al. 1988).

WEATHER IN CENTRAL EUROPE IN THE 16TH CENTURY

Two years ago, R. Girguš (1992) brought attention to the hitherto unpublished unique series of visual weather observations made by monk Marcin Biem in Kraków and Olkusz (NW of Kraków) in 1502–1517 and 1525–1540, respectively. His daily reports from January and July 1537 were enclosed as a demonstration in Latin original as well as in Polish translation. This was a challenge to compare these valuable data with analogical information recorded in the territory of the Czech Republic.

Diary records from 1533–1545, which were mentioned already by G. Hellmann in 1901. They were considered to be lost. However, with a great assistance of Dr. J. Pyka and Dr. M. Dubicka I have recently found them in a local library in Wrocław. On the basis of an analysis into topographic and genealogical data it was possible to make their authorization and proper localization this year (Munzar 1994). There is no doubt that the author of both Latin and Czech records in Stoffler's Ephemerides is Jan of Kunovice and the place of observation is town Uherské Hradiště and south Moravian surroundings. As the South Moravian observations were not made during summer, it is only possible so far to compare weather records from January 1537.

Olkusz (Poland)	Uherské Hradiště (CR)
1. chilly, cloudy and foggy weather, mild frost	cold
2. chilly, cloudy weather, mild frost	cold
3. cloudy, snowing, mild frost	cold
4. cloudy, foggy, mild frost	cold
5. cloudy, foggy, tiny clearances, mild frost	cold
6. cloudy, foggy, mild frost	cold
7. cloudy, windy, mild frost	cold
8. cloudy, windy, mild frost	cold
9. clear weather, mild frost	cold
10. chilly, sunny, changing weather	cold
11. snowing? whole day, severe frost, changing weather	cold
12. changing weather, wind with wet snow, rain	(cold) thaw
13. changing weather, clear in the morning cloudy in the afternoon, frost, snow	warm, thaw
14. rainy weather, thaw, wind	warm, thaw
15. changing weather, wind and rain	warm, thaw
16. changing weather, strong wind, occasional rain, tiny clearances	rain
17–19. changing weather, snow, tiny clearances severe frost with wind	cloudy weather, light from cloudly
20. snow and wind in the morning, cloudy, snow, severe frost	cloudy

21–22.	cloudy and humid days, heavy snowing, severe frost	cold
23.	cloudy, heavy snowing, mild eastern wind, severe frost	snow
24.	clear, severe frost, mild eastern wind, much snow has fallen	snow
25.	cloudy in the morning, clear afternoon, mild eastern wind	snow
26.	cloudy, snowing, eastern wind, severe frost	snow
27–31.	cloudy weather with tiny clearances chilly, occasional snowing	fog, cold

You ask what is the result? — Not regarding the fact that the two localities are about 200 kilometres distant in air line and in spite of the Czech records being very brief in this month, it is possible to find out numerous identical features in the course of weather in Central Europe: chilly weather from the beginning of the year until 11 January, thaw with mainly rainy weather in the period 12–16 January, snowing in 23–27 January, 1537.

CONCLUSION

R. Girguś (1992) mentioned also in his paper visual weather observations made for many years in another Polish locality (Oleśnica) from 1536. Should it be possible to transcribe and translate observation entries from the mentioned two localities in Poland, it would be possible then to make a comparison with records obtained from South Moravia, and thus gain within the scope of closer cooperation another valuable contribution to the reconstruction of weather in Central Europe — up to now available only for the 30's, and 40's of the 16th century.

REFERENCES

- Brazdil R. et al. 1985, *Results of investigations of the geographical research expedition Spitsbergen 1985*, Univ. of J.E.Purkyne, Brno.
- Girguś R. 1992, *O wizualnych obserwacjach meteorologicznych w Polsce*, Gazeta Obs. IMGW, 41, 4–6, 22–23.
- Girguś R., Strupczewski W., Rojecki A. 1965, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X–XVI*, Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa.
- Meteorologický slovník výkladový a terminologický*, 1993, Acad. Min. Ziv. prostr. České republiky, Praha.
- Michalczewski J. 1979, *Ananiasz Rojecki (1896–1978)*, Przegl. Geofiz., 24, 103–104.
- Munzar J. 1986, *Franciszek Karliński and his activities in Prague from 1855 to 1862*, Zesz. Nauk. UJ, 886, Prace Geogr. 69, 39–44.
- 1990, *The beginnings of regular meteorological observations in the Czech lands from the 16th to the 18th centuries*, (in:) R. Brázdil (ed.) *Climatic change in the historical and the instrumental periods*, Masaryk Univ., Brno, 153–155.
- 1994, *The discovery of daily weather observation records in Moravia from 1533–1545*, (in:) R. Brázdil and M. Kolář (eds) *Contemporary climatology*, Masaryk Univ., Brno, 409–413.
- Obrębska-Starkel B. 1983, *Progress in research on the Carpathian climate*, Journ. Climat. 3, 199–205.
- Sousedík S. 1983, *Valerian Magni 1586–1661*, Vyšehrad, Prague.

LES PARTICULARITES DES HASARDS CLIMATIQUES EN ROUMANIE

CHARACTERISTICS OF THE CLIMATIC HAZARDS ON THE TERRITORY OF RUMANIA

OCTAVIA BOGDAN, GHEORGHE NEAMU, ELENA NICULESCU

Institut de Géographie, Académie Roumanie
Dimitrie Racoviță 12, 70 307, Bucarest 20, Roumanie

Abstract. Because of the Rumania's position in the temperate climate zone and in the South-Eastern Europe, on its territory air masses of Asiatic or polar origin intersect with the tropical ones. As the result a great number of climatic hazards take place there. Some examples are: cold and heat waves, the earliest and latest frosts, persistent droughts and plentiful rainfalls, violent winds and hail storms etc. The study tries to emphasize some characteristics of these climatic hazards: their large variety, their regional, local or general character, their effects and consequences.

Key words: climatic hazards, Rumania.

INTRODUCTION

La Roumanie, pays situé aux latitudes moyennes, dans l'hémisphère septentrional, où les contrastes thermiques entre les surfaces océaniques et continentales sont évidents, se caractérise par un climat tempéré sur lequel se propagent de l'extérieur de nombreuses influences (océaniques, subméditerranéennes, scandinavo-baltiques, continentales-excessives, pontiques etc...). Par conséquence, elle "bénéficie" d'un très large éventail de phénomènes, qui peuvent avoir des aspects de hasards climatiques, par leurs caractéristiques génétiques, ainsi que par leurs façons de se manifester (durée, intensité) et par leurs conséquences.

RESULTATS

Les recherches effectuées durant plusieurs années sur les hasards climatiques en Roumanie ont mis en évidence leur grande variété. On peut citer: les vagues de froid qui amènent des températures polaires et les vagues de chaleur accompagnées de températures tropicales, non seulement les gels prématurés (en automne) et les gels tardifs (de printemps), mais aussi les gels particulièrement intensifs pendant l'hiver, qui peuvent affecter les cul-

tures si le sol n'est pas couvert de neige; les sécheresses prolongées et indenes, engendrées par les anticyclones continentaux d'origine thermique; les précipitations particulièrement abondantes, déterminées par les cyclones océaniques et méditerranéens (surtout à évolution rétrograde), les orages de grêle, les neiges abondantes, les fortes tempêtes de neige, la couche de neige tourbillonnée par le vent ou à des épaisseurs exceptionnelles, les tempêtes de poussière, les vents violents qui peuvent provoquer des chablis etc.). Bref-toutes sortes de phénomènes météorologiques et climatiques qui par leurs conséquences peuvent affecter l'économie nationale et la qualité de l'environnement.

La grande variété des hasards climatiques (souvent retrouvés dans la littérature de spécialité sous différentes formes, telles "phénomènes de rêve", phénomènes climatiques extérieurs, records climatiques, "catastrophes climatiques", "désastres climatiques, calamités climatiques) s'explique par la position globale de la Roumanie (dans la zone du climat tempéré) et sa position sur le continent (dans le sud-est de l'Europe), dans une zone d'interférence de l'air brûlant tropical (qui est suivi par tout un cortège de phénomènes climatiques au risque des zones intertropicales et subtropicales), et l'air très froid polaire ou arctique (qui est accompagné par des phénomènes au risque des zones peripolaires et polaires). C'est donc la zone sur laquelle se balance ou s'interfèrent en permanence des masses d'air d'origines différentes et à des caractéristiques physiques différentes. C'est ainsi que de tels phénomènes au caractère de hasard climatique peuvent paraître au lieu du contact même entre les deux types de masses d'air (très chaudes tropicales et froides polaires ou arctiques), tout au long des fronts atmosphériques "lueant plus spectaculaires" par leur manière violente de déroulement et par leurs conséquences.

De tels hasards climatiques interrompent l'évolution naturelle du climat et deviennent plus dangereux, car ils sont possibles en-dehors de leur saison caractéristique (hiver ou été).

Ce sont les Carpathes qui jouent un rôle de barrage orographique important pour tous les types de masses d'air et de fronts atmosphériques qui passent sur notre pays. Ce fait détermine une autre particularité importante des hasards climatiques de Roumanie: leur caractère régional. Par rapport l'advection des masses d'air, les hasards climatiques accompagnateurs restent barrés par les Carpathes, d'un côté ou de l'autre, ce qui limite les conséquences défavorables sur l'environnement et l'économie.

Voilà quelques exemples:

— Les vagues de froid répétées de janvier 1942 font que ce mois est le plus froid du XX-ième siècle en Roumanie. Les plus basses valeurs moyennes mensuelles ont été enregistrées dans les régions périphériques devant le barrage orographique, exposées directement à l'advection de l'air froid (La plaine Roumaine (-10...-12°C) et le plateau Moldave (-10- -13°C). De telles valeurs représentent un écart de plus de 8°C par rapport à la moyenne multiannuelle de ce mois.

Le gel le plus fort s'est produit les 24 et 25 janvier 1942 quand on a enregistré le record des températures négatives en Roumanie. A cette date,

les températures les plus basses, au dessous de -30°C (spécifiques aux régions septentrionales à climat froid), déterminées par l'advection d'une masse d'air polaire ont été enregistrées dans les régions les plus basses, périphériques, de l'arc carpatique, étant donné que cette masse a été induite par le barrage orographique notamment en Moldavie (Bârlad -30.5°C dans le couloir de vallée et Roman.... -31.0°C dans le Couloir du Siret), dans la plaine Roumaine où la température est descendue en-dessous de -34°C (Roşiori de Vede.... -34.6°C ; Alexandria.... -34.8°C et Snagov -35.0°C) et dans la Plaine de l'Ouest (Arad... -37.4°C). Ceci a provoqué la gelée des arbres et des cultures. Ces valeurs sont restées jusqu'à présent, après 50 ans d'observations météorologiques, les températures minimales absolues pour les zones respectives.

Des valeurs en-dessous de -30°C ont été enregistrées à la même date, en niveau local aussi, dans le plateau de la Transylvanie, dans les couloirs de vallée (Blaj -32.0°C , Câmpia Turzii -32.6°C), ainsi que dans les Carpathes, dans les dépressions intracarpatiques où sous l'influence de la couche de neige et des inversions de température se sont produits la sédimentation et un refroidissement excessif de l'air froid; ceci a déterminé des températures plus basses. C'est le cas de la Dépression de Braşov à Bod où -38.5°C ont été enregistrés, valeur qui représente le record des températures négatives de Roumanie.

Après des vagues de chaleur répétées, le mois juillet 1936 est considéré comme le plus chaud du siècle. Cette chaleur a provoqué une sécheresse importante. Les valeurs moyennes mensuelles les plus élevées (plus de 25°C) ont été enregistrées dans les régions péricarpatiques, où le barrage orographique a limité l'influence de l'air chaud tropical à la plaine du Banat et de Crişana (environ 25°C), la plaine Roumaine ($25-26^{\circ}\text{C}$) et les zones centrales et méridionales du plateau Moldave sur ce plateau, les valeurs supérieures à 26°C ont occupé les espaces les plus étendus, par rapport à la direction d'advection de l'air continental d'Est et de Sud-Est. De telles valeurs ont atteint une déviation moyenne de $3-4^{\circ}\text{C}$ contre la moyenne multiannuelle du mois respectif.

Le réchauffement le plus accentué du XX-ième siècle s'est produit au mois d'août 1951, mois dont les valeurs moyennes ont atteint, aussi, des déviations positives de $2-3^{\circ}\text{C}$.

L'influence du barrage orographique et le caractère régional de la répartition des températures maximales les plus élevées sont également visibles. C'est le cas du 10 août 1951; lorsqu'une masse d'air chaud tropical d'origine méditerranéenne s'est déplacée sur la Roumanie, les valeurs les plus élevées ont été enregistrées dans le Sud et surtout dans le Sud-Est du pays, en dépassant $39-40^{\circ}\text{C}$.

Le record thermique du siècle est de 44.5°C à Ion Sion, dans la zone des dunes de sable, dans la vallée intérieure du Buzău, enregistré à la date respective en même temps que deux autres valeurs de 44.0°C à Amara — Slobozia şi Valea Argovei de la plaine Roumaine d'Est.

La sécheresse de la période 1945–1946 est un autre hasard climatique en Roumanie. Elle a été la plus sévère (dure) de ce siècle par ses conséquences;

bien qu'elle ait été ressentie dans presque toutes les régions basses et périphériques des Carpathes, elle a eu la plus grande intensité dans le Sud-Est de la Roumanie, où l'influence des anticyclones continentaux a été plus importante. Par conséquent, les quantités moyennes annuelles des précipitations dans la période mentionnée ci-dessus correspondent à la moitié de la valeur moyenne multiannuelle. Le bilan hydrique du sol pour les cultures de maïs a présenté en 1946 un déficit de 4.000–500 m.c. ha⁻¹ et la production agricole a été 375 kg ha⁻¹ pour le blé, 390 kg ha⁻¹ pour l'orge, 175 kg ha⁻¹ pour le maïs etc...

Le rôle de barrage orographique dans la détermination du caractère régional des hasards climatiques est plus évident en ce qui concerne les vents violents, spécifiques aux fronts atmosphériques dont les effets restent limités par ce barrage. C'est le cas des vents du 25 décembre 1925 de la plaine du Banat et de la Crișana, qui ont produit des dégâts importants, étant limités par le barrage orographique des Carpathes occidentales.

Les vents violents de février 1954 dans le Sud-Est de la Roumanie (surtout dans le Bărăgan et le Sud de la Moldavie) accompagnés par des tempêtes de neige violentes qui se sont produits par étepe (la plus puissante entre 2–4 février et des chutes massives de neige qui ont formé une couche de plus de 150 cm d'épaisseur ont été influencées par le barrage orographique de la courbure des Carpathes et le barrage de la Dobrogea du Nord. La violence du phénomène a déterminé l'éparpillement de la neige et la formation de congères de 3–4 m de haut, ayant de graves conséquences sur l'économie nationale: l'enneigement des villages, des routes, l'interruption des lignes électriques, téléphoniques, télégraphiques, l'isolement des abris des animaux etc. Par son ampleur cette tempête est restée unique au XX-ième siècle pour les régions sud-est de la Roumanie.

Parfois, les vents violents se produisent sur les versants exposés ou abrités par les Carpathes, entraînant d'importants chablis, phénomène assez fréquent ici.

En 1964 les trénage de bois provenu à la suite de tels abatages fut de 10.500 m.c. et les plus nombreux ont été enregistrés dans les départements de Suceava (27.0%), Mureș (21.4%), Argeș (15.8%), Bacău (10.7%), Brașov (6.0% etc...) (Marcu et al. 1969).

C'est dans ce sens que les abatages des 23 et 24.09.1964 des Carpathes orientales et méridionales ont été les plus forts.

En 1964, dans les Carpathes Orientales, les abatages se sont produits sur les versants de l'Est, exposés aux vents violents, tout au long des couloirs de vallée où la vitesse du vent s'est amplifiée. Des vents à plus de 36 m s⁻¹ ont produit un important contraste thermique: 15°C (1.000 km) qui s'est développé entre la masse d'air froid polaire du Nord, issue de l'anticyclone scandinave, et la masse d'air chaud tropical, issue d'un cyclone méditerranéen à caractère rétrograde qui a couvert l'Est du pays. Sous l'influence du barrage orographique, des abatages se sont produits sur toute la surface affectée par ce cyclone rétrograde (4.000 m.c. bois). La plus grande partie (1.800.000 m.c.) a été enregistrée dans le département de Suceava, tandis que dans le département de Bacău on recensa 300.000 m.c. abattus.

Dans les Carpathes Méridionales, les abatages produits à la même période ait eu lieu sur le versant Sud, protégé par rapport à la direction d'advection de l'air froid du Nord, qui, à l'escalade du barrage orographique, a déterminé des vents violents au caractère de foehn. La quantité de bois abattu fut de 250.000 m.c.; les plus nombreux abatages ont été enregistrés dans les vallées étroites des versants du Sud des Montagnes Carpatiques, dans leur tiers supérieure.

Il y a des cas où les vents violents provoquent des tempêtes de poussière. Le barrage orographique des Carpathes met en évidence leur caractère régional. D'habitude, ces tempêtes de poussière sont plus fréquentes dans les régions du Sud de l'Est et du Sud-Est du pays grâce à l'arc des Carpathes qui limite leur déplacement vers l'Ouest. Les vents sont provoqués par la présence d'un anticyclone continental, situé sur les régions du Sud-Est de l'Europe, ou à l'Est de l'Asie, d'où provient de la poussière très fine, de couleur jaunâtre en hiver et parfois dans les saisons de transition (printemps et automne).

Il y a des situations quand les régions du Sud et Sud-Est du pays sont ouvertes à des "tempêtes noires" ou "tempêtes de sable" provoquées par l'anticyclone continental du Nord de l'Afrique, qui arrive ici par l'intermédiaire des vents Sirroco et Simonn, qui traversent le désert de Sahara, en élevant la poussière dans l'atmosphère.

En Roumanie peuvent se produire des hasards climatiques à caractère régional, spécifique, qui peuvent être influencés (ou pas) par le barrage orographique. Dans ce sens on peut mentionner les pluies torrentielles et les orages de grêle. Elles peuvent être influencées par le barrage orographique dans les conditions où elles sont le résultat de la convection thermo-dynamique, qui se développe sur les versants ensoleillés du Sud, mais elles ne peuvent pas être influencées par le barrage orographique quand elles sont le résultat de la convection thermique, qui se développe pendant des beaux jours d'été, dans les régions de plaine, de colline, de plateau, en mettant en évidence leur caractère continental.

En ce qui concerne le premier cas, un bon exemple est offert par la pluie torrentielle du 18.07.1991 qui est tombé dans le bassin supérieur de l'Argeș, sur la rivière Leuca, affluent de la Buda, en amont du lac Vidraru sur le versant sud des Montagnes Făgăraș. La grande quantité d'eau tombée pendant une courte période de temps a provoqué sur la rivière un puissant flot d'inondation qui a arraché le chalet forestier, situé à la confluence des deux petites rivières, y compris les 17 ouvriers, dont 11 ont perdu la vie. L'orage a déclenché de nombreux processus d'érosion et de modelage des versants, des quantités importantes de matériel érodé et de la moraine déposés à la base du versant, des abatages d'arbres etc...

Quant au deuxième cas, les pluies torrentielles sont accompagnées de tempêtes de grêle, dont le caractère régional est très bien connu. Parmi les tempêtes de grêle les plus typiques on peut citer: celle du 4.08.1950 du département de Iași quand pendant environ 13' il est tombé 28.8 l m⁻² d'eau, c'est-à-dire 50% de total des moyenne multiannuelle au mois d'août; on observa

des grains de grêle semblables à des oeuf de poule et le vent qui soufflait de l'Ouest à la vitesse de $22-23 \text{ m s}^{-1}$ ce qui a produit de gros dégâts: la destruction totale des cultures des arbres fruitiers, de la vigne, l'inondation des versants sur lesquels l'eau a déferlé en déluge, prenant avec elle tout ce qu'elle trouvait sur son chemin, la destruction des toits des maisons, des maisons mêmes, les bris des vitres etc...

La grêle du 1.07.1992 de Constanța et ses environs qui a duré entre 35–60, à dimension variable jusqu'à la dimension d'un oeuf de pigeon, accompagnée d'une pluie torrentielle qui a dépassé 100 mm d'eau dans les 7–8 premières heures; l'épaisseur de la couche de glace de 20 cm a provoqué des dégâts matériels, ainsi que les inondations, qui ont affecté des différents quartiers urbains: 1.300 maisons, 21 écoles et jardins d'enfants, 7 hopitaux et 3 cliniques, 294 hectares agricoles démontés, plus de 40 km de routes nationales et 19 ponts, 5 km des infrastructures de chauffage urbain ont été gravement affectées, 2.570 animaux quels ont été morts etc...

En-dehors des hasards climatiques à caractère régional, la Roumanie peut connaître des hasards climatiques à caractère général qui ont affecté simultanément tout le pays. Il s'agit de la période pluvieuse 1969–1973 caractérisée par de grandes quantités d'eau dans toutes les régions, dans le Bărăgan, les moyennes de ces 4 années ont été de 700–800 mm, et au niveau régional de 1.000–1.200 mm ce qui sont, des valeurs spécifiques des hautes montagnes (plus de 2.000 m d'altitude). Ces pluies catastrophiques ont été provoquées par la grande fréquence des cyclones océaniques et méditerranéens dans la période respective dans tout le pays; elles ont provoqué des calamités naturelles et surtout des inondations de grande ampleur sur toutes les rivières, le niveau piézométriques des nappes phréatiques s'élevant jusqu'au niveau de la surface du sol et des centaines de milliers d'hectares furent rendus inutilisables, etc....

Les exemples cités mettent en évidence une autre particularité des hasards climatiques sur le territoire roumain, notamment le fait qu'ils peuvent se produire seuls ou associés à un ensemble de phénomènes à caractère catastrophique, mais qui peuvent être nuancés au niveau du territoire selon le rôle du barrage orographique, la direction d'advection de la masse d'air, leur caractère génétique, l'influence des particularités de la surface active etc...

CONCLUSIONS

Les exemples cités soulignent certaines particularités des hasards climatique en Roumanie: leur grande variété, le rôle de barrage orographique dans leur genèse et répartition territoriale, le caractère régional et local, l'ampleur et leurs conséquences etc...

BIBLIOGRAPHIE

- Bogdan-Şeitan O. 1969, *Contribuţii climatologice asupra iernii din anii 1953-1954 în Câmpia Română*, Comunicări de geogr. SSG, 7.
- Bogdan O. 1975, *Le régime des précipitations dans la période pluvieuse 1969-1973 qui a déterminé l'excès d'humidité de la plaine Roumaine d'Est*, RRGGG-Géogr., 19, 2.
- Bogdan O., Niculescu E. 1992, *Phénomènes climatiques extrêmes pendant le dernier siècle en Roumanie*, RRGéogr., 36.
- Gâştescu P. et al. 1979, *Excesul de umiditate din Câmpia Română de nord-est*, Edit. Acad. Bucureşti.
- Ionescu Sisestî G. 1946, *Seceta anului 1946*, Bul. Fac. Agronom., Bucureşti, 2, 3-4.
- Rădulescu N.A. 1964, *Consideraţi geografice asupra fenomenelor de secetă din RPR*, Natura, Seria geol.-geogr., 16, 1.
- Topor N. 1970, *Bruma şi îngheţul, prevederea ş prevenirea lor*, Edt. Agrosilvică, Bucureşti.

LES TOPOCLIMATS DU DELTA DU DANUBE*

THE TOPOCLIMATES OF DANUBE DELTA

GHEORGHE NEAMU

Institut de Géographie, Académie Roumanie
Dimitrie Racoviță 12, 70 307, Bucarest 20, Roumanie

Abstract. Danube Delta is a depression surface placed between Bessarabian Bugeac plateau in the North and Northern Dobrogea Plateau, in the South, less opened along the Danube Valley, in the West and with a large opening to the Black Sea, in the East (about 40 km). Out of the entire surface of the delta (more than 4.000 km²) only 15% represents the land (in the form of continental, fluvial and fluvial-maritime sand banks) and the rest of 85% are territories more or less covered by water and hydrofile vegetation.

Key words: Danube Delta, biotop, characteristic topoclimates, geographic landscape.

INTRODUCTION

Les particularités climatiques du Delta du Danube sont déterminées par la présence, sur les petites surfaces, des paysages géographiques élémentaires appelés par les biologistes des biotopes.

L'existence des grandes surfaces couvertes d'eau (lacs, marais, bras du Danube, canaux naturels ou construits) ainsi que la présence de la Mer Noire ne font pas possibles la création et le développement des nuages de convection, les mouvements de l'air ayant un caractère descendant.

Cette particularité climatique mène à la réduction des quantités de précipitations de l'Ouest vers l'Est (les plus petites quantités de précipitations de la Roumanie — 340 mm par an — sont enregistrées à Sulina, au bord de la Mer Noire). C'est bizarre (apparemment) d'avoir dans une région à de la grandes valeurs d'humidité de l'air — plus de 70% en été et plus de 80%, en hiver les plus réduites quantités de précipitations du pays.

Le Delta du Danube avec son éventail de paysages géographiques nous a attiré et nous a déterminé à effectuer une campagne de presque vingt ans d'observations topoclimatiques instrumentales.

* La communication fait partie d'un ouvrage réalisé en collaboration avec Elena Mihai Niculescu, Elena Teodoreanu.

En général, les particularités topoclimatiques sont mises en évidence surtout quand il n'y a pas de nuages et calme. C'est pourquoi la plupart de nos observations topoclimatiques ont été effectuées en été ou dans les saisons de transition (printemps et automne).

RESULTATS

Selon nos recherches, les topoclimats du delta du Danube ont été divisés en deux domaines:

- a) Les topoclimats du domaine d'emersion (domaine sèche);
- b) Les topoclimats du domaine de submersion (domaine humide).

LES TOPOCLIMATS DU DOMAINE SÈCHE

Le topoclimat de levées représente des terrains qui ne sont pas soumis aux innondations, certains sont habités, tels que les levées de Chilia et Letea, dans la moitié Nord, Caraorman et Sărăturile dans la moitié Sud.

La principale caractéristique topoclimatique est le échauffement puissant du sol et de la couche d'air attenant (surtout pendant les jours ensoleillés d'été). Cet échauffement, dans les heures d'insolation maximale peut s'élever jusqu'à 15°C au sol et jusqu'à 5°C au niveau de 2 m au dessus du sol par rapport à la zone continentale limitrophe.

En échange, en hiver, les températures peuvent descendre à 5–7°C au sol et à 2–3°C à 2 m par rapport aux paysages limitrophes, couverts d'eau on de végétation hydrophile.

L'humidité relative, mesurée à l'aide des psychromètres, présente une différence maximale de -80% par rapport aux régions environnantes pendant les jours chauds et secs et plus de +20% pendant les jours froids et humides.

Le topoclimat des dunes de sable présente un caractère continental plus évident qui est d'autant plus prononcé que la surface de la terre sèche est plus grande.

Le topoclimat des dunes de sable. La présence des sables qui, dans la plupart des cas ne sont pas fixés ou sont faiblement fixés, sur les levées Letea, Caraorman, Sărăturile, avec un albédo de 30–40%, provoque des contrastes thermiques très importants. C'est ainsi que le sol et l'air de l'espace microclimatique s'échauffent fortement, pendant la journée, tandis que la nuit les températures du sol et de l'air baissent considérablement, conséquence pertes de chaleur par le rayonnement thermique considérable.

Les températures maximales journalières peuvent dépasser 50–52°C, avec 10°C de plus par rapport aux paysages avoisinants. Au niveau de 2 m, les différences peuvent arriver à 5°C. Les températures minimales baissent pendant la nuit on pendant les jours froids d'hiver de 10–12°C au sol et de 1°C au niveau de 2 m par rapport aux régions avoisinantes.

Dans les petites dépressions formées dans l'espace interdunes l'humidité

est plus élevée et le sable sèche s'échauffe peu et plus difficilement que sur les dunes. Parfois le réseau fréatique entre des dunes est très proche de la surface ce qui fait que sur le sol se conserve une humidité permanente qui forme parfois de véritables terres lacustres, couvertes d'une végétation hygrophile. Dans ces cas l'échauffement est beaucoup plus réduit, bien que le refuge entre les dunes en favoriserait. Après minuit dans des dépressions entre les dunes se forment des inversions de température qui disparaissent après le lever du soleil.

En hiver s'accumule ici la neige tourbillonnée des crêtes des dunes.

Le topoclimat des forêts. Les forêts occupent des terres assez étendues sous tout les levées de Letea et Caraorman, ainsi qu'au long des bras du Danube. La forêt se détache comme élément de paysage et sa rôle topoclimatique est l'introduction d'importantes modifications des éléments climatiques.

En général, la forêt a un topoclimat spécifique. En été, à la surface du sol, le degré d'ombrage même à la réduction des valeurs de température de 25–30°C par rapport à la zone des dunes de sable. Au niveau de 2 m les différences se diminuent, les valeurs seront plus basses de 3–5°C seulement.

L'humidité de l'air dans la forêt est de 12%–15% plus élevée par rapport aux dunes, les différences seront plus évidentes dans les forêts au long des bras.

Une autre particularité topoclimatique est la réduction de la vitesse du vent à l'intérieur de la forêt de 2 m s⁻¹ à 50 m.

LES TOPOCLIMATS DU DOMAINE DE SUBMERSION (DOMAINE HUMIDE)

Le topoclimat du roseau. Le roseau est la formation végétale la plus caractéristique du delta et occupe presque 75% de sa superficie. Par ses particularités (densité, hauteur) le roseau possède son propre topoclimat. Sur une masse compacte de roseau à une hauteur de 3–4 m, la température de l'air, en été, à 2 m, a des valeurs de 1–2°C plus élevées par rapport aux canaux des environs et de 2–3°C plus élevées par rapport aux levées environnantes.

Aux niveaux inférieurs la situation change, à 20 cm au dessus de l'eau du roseau la température de l'air est réduite de plus que 1°C par rapport aux levées, et moins élevée de 2°C par rapport à la température, au même niveau, au dessus du canal où l'aération (ventilation) est plus forte.

Sur les grandes surfaces de roseau (où la densité des roseaux est grande) la vitesse du vent se réduit d'environ de 2 m s⁻¹ par rapport aux terrains vagues des environs.

Le topoclimat des marais. Les marais sont des surfaces à grande quantité d'humidité et végétation abondante. Sur la surface humide du sol de ces surfaces la température de l'air en été peut être de 15°C plus basse que celle enregistrée au niveau du sol sec des environs. Plus le marais est

profond plus les différences thermiques par rapport aux zones limitrophes se réduisent jusqu'à 1–2°C même, et l'influence de l'excès d'humidité se diminue. La présence de l'eau et de la végétation hygrophile dans les zones marécageuse mènent à l'augmentation de l'humidité de l'air. Dans des marais l'humidité relative de l'air en été dépasse souvent à midi 60% tandis que sur le sol sec limitrophe elle tombe au dessous de 40%.

Le topoclimat des bras du Danube. Les principaux bras du Danube, ainsi que ses nombreux canaux, introduisent, sur le fond général climatique, des particularités qui contribuent à l'identification d'un topoclimat spécifique. C'est ainsi que, selon les mesurages effectués, au cours de la journée les valeurs thermiques sont plus basses de 2–3° ou même de 6°C par rapport aux levées limitrophes, tandis que pendant la nuit les valeurs thermiques sont plus élevées de 1–4°C. Les températures les plus élevées enregistrées dans les bras se maintiennent constantes à partir de 19–20 heures jusqu'à 4–5 heures du matin en été et 6–7 heures en automne. Quand le temps est nuageux les valeurs s'uniformisent, les différences deviennent insignifiantes.

Sur les bras du Danube, ainsi que sur les canaux, on observé le phénomène d'orientation du vent.

Le topoclimat des lacs. Les lacs occupent des superficies importantes entre le bras Chilia et le bras Sulina, ainsi qu'entre le bras Sulina et le bras Sf.Gheorghe. Ces superficies d'eau, couvertes partiellement de végétation hygrophile, provoquent des modifications topoclimatiques importantes. La température de l'air à la surface de l'eau est de 2° jusqu'à 20°C plus basse que celle de la surface du sol sec (en été). Au niveau de 2 m, pendant la journée, les températures sont plus basses jusqu'à 6° par rapport au niveau du sol, tandis que la nuit les valeurs sont plus élevées, jusqu'à 5°C. Au dessus de l'eau la température maximale est enregistrée, en été au niveau d'un m environ, les températures sont plus basses vers la surface de l'eau du lac et vers un niveau de 2 m. A la surface de l'eau les températures sont plus basses à cause de la consommation de chaleur nécessaire pour l'évaporation et aux grandes altitudes à cause de la intensif circulation de l'air.

L'humidité relative au dessus d'un lac est plus élevée que dans les zones d'emersion de 15 jusqu'à 60% grâce à une évaporation intense. Le vent est d'autant plus fort que la superficie est plus dégagée de végétation et de crêtes.

CONCLUSIONS

La grande variété des paysages du Delta du Danube mène à une diversité d'éléments climatiques sur des terrains limités, en déterminant des topoclimats spécifiques. Ils sont mis en évidence surtout pendant la saison chaude, quand il fait beau et le vent est faible. Les différences topoclimatiques

sont maximales à la surface active et elles diminuent au fur et à mesure qu'on s'y éloigne. Les éléments climatiques soumis aux plus rapides modifications sont: la température, l'humidité et le vent.

BIBLIOGRAPHIE

- Banu A.C., Rudescu L. 1965, *Delta Dunării (Studiu monografic)*, Ed. științifică, București.
- Breier A., Davidescu G. 1969, *Profil topoclimatic la țărmul lacului Razelm (Capul Doloșman)*, Stud.și cercet.de geol.geofiz.și geogr., seria geogr., 16, 1.
- Mirica G. 1958, *Clima Deltei Dunării*, Bul.Inst.cerc.pisc., 3.
- Neamu G., Setan O., Mihai E. 1968, *Diferențieri topoclimatice pe grindurile fluvio-maritime Caraorman și Sărăturile (Delta Dunării)*, Studii și cercet.de geol., geofiz. și geogr., seria geogr., 15, 1.
- Neamu G., Mihai E., Teodoreanu E. 1970, *Diferențieri topoclimatice în Delta Dunării determinate de varietatea biocenozelor*, Hidrobiol., 11.
- Neamu G., Teodoreanu E., Mihai E., Bogdan O. 1970, *Harta topoclimatică a Deltei Dunării*, Progresele științei, 6, 4.
- Neamu G., Seitan-Bogdan O., Mihai E. 1969, *Variația temperaturii aerului în spațiul microclimatic pe litoralul românesc al Mării Negre (între Gura Chiliei și Capul Midia)*, Studii geografice asupra Dobrogei, București.
- Neamu G., Mihai E. 1970, *Sondermerkmale des kontinentalen Klimas im Donaudelta*, Rev.roum.de geol., geofiz. și geogr., seria geogr., 14, 2.
- Teodoreanu E., Davidescu G. 1969, *Evoluția elementelor în spațiul microclimatic într-un profil topoclimatic la Mahmudia*, Stud. geogr. asupra Dobrogei, București.
- Zona de vărsare a Dunării*, 1963, Monografie hidrologică, Ed.Stud.și cercet.hidrotehnice.

THE ESTIMATION OF DIFFERENT GEOGRAPHICAL FACTORS INFLUENCING THE SPATIAL DISTRIBUTION OF MEAN AIR TEMPERATURE (summary)

OCENA WPŁYWU RÓŻNYCH CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH
NA ROZKŁAD PRZESTRZENNY ŚREDNIEJ TEMPERATURY POWIETRZA
(streszczenie)

TATIANA S. KONSTANTINOVA, R.M. KOROBOW

Institute of Geography of the Academy of Sciences of Moldova
1 Academiei st., 277028 Kishinev, Moldova

The influence of geographical location and orography on the spatial distribution on mean monthly and mean decade air temperature of the warm period (April-October) was studied. The main affecting factors to be considered were longitude and latitude, absolute and relative altitude, inclination and exposition of slope as well as relief dissection factor. The climatic data from 13 meteorological stations of Moldova, which had homogenous series of observation during 30 years (1963–1992), were the initial material in the study. Four regression methods of model selection: stepwise forward selection and backward elimination, adjusted R^2 and Mallows C_p statistic selection were used. As a main analysis a regression analysis was run on a personal computer system using the SAS REG procedure.

As the result of simultaneous using of these procedures the optimal statistical models relating mean air temperature with the selected parameters were achieved. A latitude and, with the small exception, elevation above sea-level were significant factors influencing mean air temperature for each studied calendar term. The effect of slope morphology became apparent in spring only and the one of the relative elevation and dissection — in summer only.

The values of the coefficient of multiple correlation (r) exceeded 0.9 everywhere and were statistically significant at probability level of 0.001. It indicates a very strong relationship between mean temperature and the sets of the original independent variables. For the decade mean values of air temperature, r was a little greater than for monthly ones. Generally the temperature relates more closely to location features in the summer than in transition seasons.

Key words: mean air temperature, altitude, longitude, slope elevation.

ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU EKOSYSTEMÓW LEŚNYCH

DIFFERENTIATION OF THE FOREST ECOSYSTEMS CLIMATE

JERZY LESZEK OLSZEWSKI, GRZEGORZ ŻARNOWIECKI

Zakład Meteorologii i Bioklimatologii, Instytut Geografii WSP
ul. M. Konopnickiej 21, 25-406 Kielce

Abstract. On the basis of diurnal thermograms and hygrograms from the period of 1960–1962 the role of the different forest communities of the Białowieża Primeval Forest in modifying air temperature and relative air humidity was analysed (Fig. 1, 2). The differences among forest communities was considered in respect to 10 parameters of air temperature and relative humidity diurnal courses (Fig. 3). All parameters was analysed for four phenological seasons and seven classes of weather. An analysis of the similarity in air temperature and relative humidity of the forest communities and the open area was presented in the form of dendrite (Fig. 4) and dendrograms (Fig. 5) using the single linkage method (modification of Wrocław taxonomy). The greatest thermal similarity typically occurred among the wettest forest communities such as *Vaccinio uliginosi-Pinetum*, *Carici elongatae-Alnetum* and *Circae-Alnetum*, and also between the communities dominated by the *Pinus silvestris* such as *Vaccinio uliginosi-Pinetum* and *Peucedano-Pinetum*. From the dendrograms of relative humidity it was found that the distinction of communities was most pronounced in the snowy season. For all the seasons jointly the most similar communities appeared *Peucedano-Pinetum* and *Quercu-Piceetum*. The highest mean value of relative humidity was obtained by planimetric method for: *Circae-Alnetum* (82.7%) and *Carici elongatae-Alnetum* (82.4%). From among the parameters of daily relative humidity cycle a minimum value and a daily amplitude are the best to express spatial differentiation of humidity in a forest habitat. The density of the forest stand and the number of broad leaf species were the most significant factors for differences between the communities in respect of the air temperature and relative air humidity.

Key words: air temperature, air humidity, forest ecosystems.

WSTĘP

Celem badań było ustalenie, czy charakterystyki termiczne i wilgotnościowe odzwierciedlają zróżnicowanie ekosystemów leśnych w randze zespołów. Jako obiekt badań wybrano Białowieżski Park Narodowy będący ścisłym rezerwatem przyrody. Położony jest on w środku Puszczy Białowieżskiej, której większość należy do Białorusi. Ponieważ stosunki fitysocjologiczno-środowiskowe w Puszczy Białowieżskiej są reprezentatywne dla obszaru przejściowego

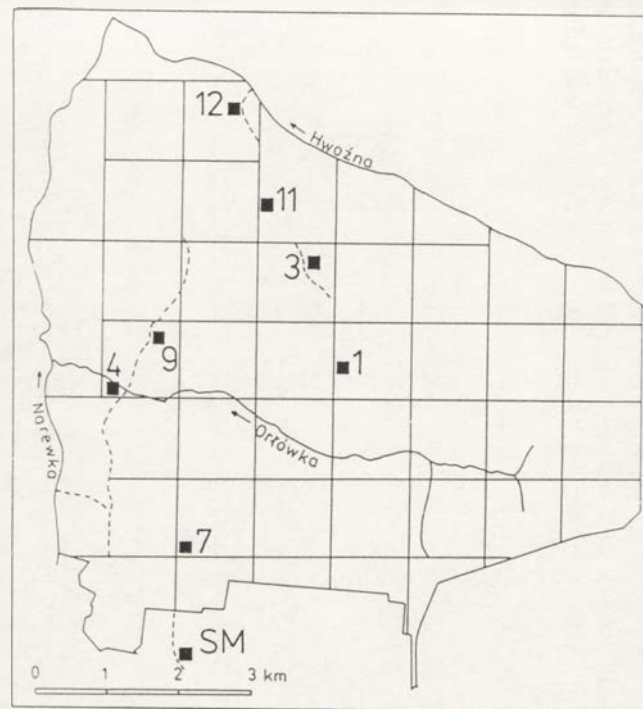
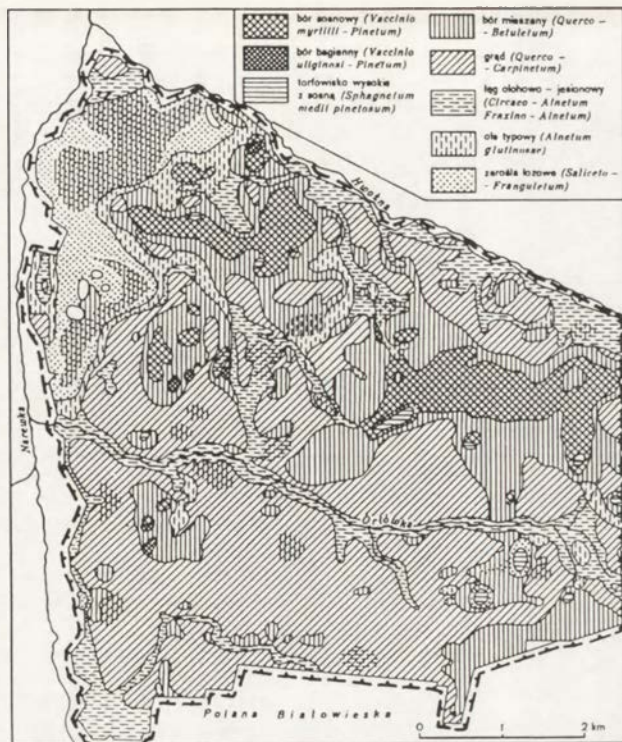
między Europą Środkową a Wschodnią (Matuszkiewicz 1968), stanowi ona interesujący obiekt badań fitoklimatycznych, których znaczenie wybiega poza zakres bezpośrednio reprezentatywności regionalnej. Większość zbiorowisk leśnych występuje tu w odmianach subkontynentalnych lub subborealnych, co upodabnia Puszczę Białowieską do formacji roślinnych położonych od niej daleko na północ i wschód. Białowieski Park Narodowy, gdzie były zbierane materiały, wykazuje naturalność układu roślinnego i pełne jego zróżnicowanie z dobrze wykształconą piętrowością (Faliński 1968).

MATERIAŁ I METODA

Stanowiska pomiarowe Białowieskiej Stacji Geobotanicznej Uniwersytetu Warszawskiego (Faliński 1977) zlokalizowano w wyróżnionych przez W. Matuszkiewicza (1952, 1968) zbiorowiskach leśnych w randze zespołów (ryc. 1). Powierzchnie badawcze reprezentowały następujące zbiorowiska: mszar wysokotorfowiskowy *Sphagnetum medio-rubelli pinetosum*, bór bagienny *Vaccinio uliginosi-Pinetum*, bór sosnowy świeży *Peucedano-Pinetum*, bór mieszany niski *Quercus-Piceetum*, ols *Carici elongatae-Alnetum*, przysrumykowy łęg jesionowo-olszowy *Circaeus-Alnetum*, grąd typowy *Tilio-Carpinetum typicum* (ryc. 2). Punktem odniesienia była stacja meteorologiczna zlokalizowana poza lasem.

Na wyróżnionych powierzchniach badawczych prowadzono w okresie 1960–1962 ciągle, całodobowe pomiary temperatury i wilgotności względnej powietrza. Wykonywano je termografami bimetalicznymi i higrografami włosowymi w klatkach Geigera-Tomanka umieszczonych na wysokości 2 m nad gruntem. Z każdej powierzchni badawczej i ze stacji meteorologicznej poza lasem wykorzystano do opracowania dobowe termogramy i higrogramy. Materiał ten (około 4000 pasków) dobrano tak, aby był równoczesowy dla wszystkich stanowisk (oprócz temperatury w borze mieszanym niskim) i pod każdym względem jednorodny. Nie wzięto do opracowania tych termogramów i higrogramów, na których przez całą dobę występował stały wzrost lub spadek wilgotności względnej lub temperatury powietrza. Z każdego termogramu i higrogramu po uwzględnieniu koniecznych poprawek odczytywano charakterystyki dobowego przebiegu temperatury i wilgotności względnej: wartości maksymalne i minimalne, momenty ich wystąpienia lub czas trwania (w odniesieniu do wilgotności względnej za stan bliski nasyceniu uznawano najwyższy poziomy zapis higrogramu o wartości co najmniej 95%), okresy wzrostu i okresy spadku, natężenie wzrostu i spadku, amplitudy i wartości średnie (dotyczą temperatury powietrza) — w sumie uzyskiwano 10 charakterystyk z jednego termogramu lub higrogramu (ryc. 3).

Wszystkie wyróżnione parametry analizowano na tle sezonów fenologicznych. Były to: sezon późniejszy — od zupełnego zniknięcia pokrywy śnieżnej do pęknięcia pąków liściowych u większości drzew; sezon pełnego ulistnienia drzew — od pełni rozwoju liści do początku opadania liści u większości drzew; sezon przedśnieżny — od całkowitego opadnięcia liści do pierwszego poja-

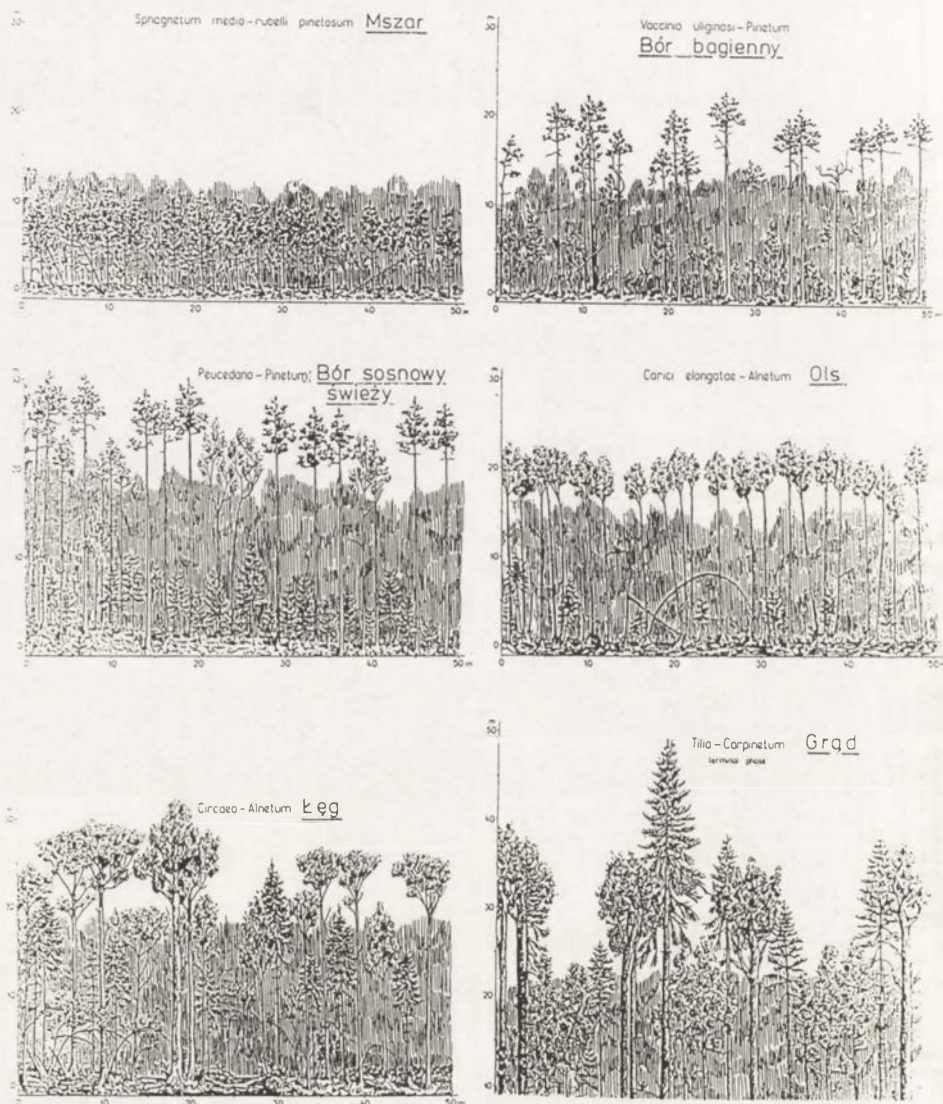


Ryc. 1. Białowieża Park Narodowy — zespoły leśne według W. Matuszkiewicza (Kondracki 1994) oraz rozmieszczenie powierzchni badawczych Białowieżskiej Stacji Geobotanicznej Uniwersytetu Warszawskiego objętych pomiarami ekoklimatycznymi. SM — stacja meteorologiczna w terenie otwartym

The Białowieża National Park — units of vegetation after W. Matuszkiewicz (Kondracki 1994) and location of the study areas of the Białowieża Geobotanical Station of the Warsaw University used for ecoclimatic studies. SM — meteorological station in an open area

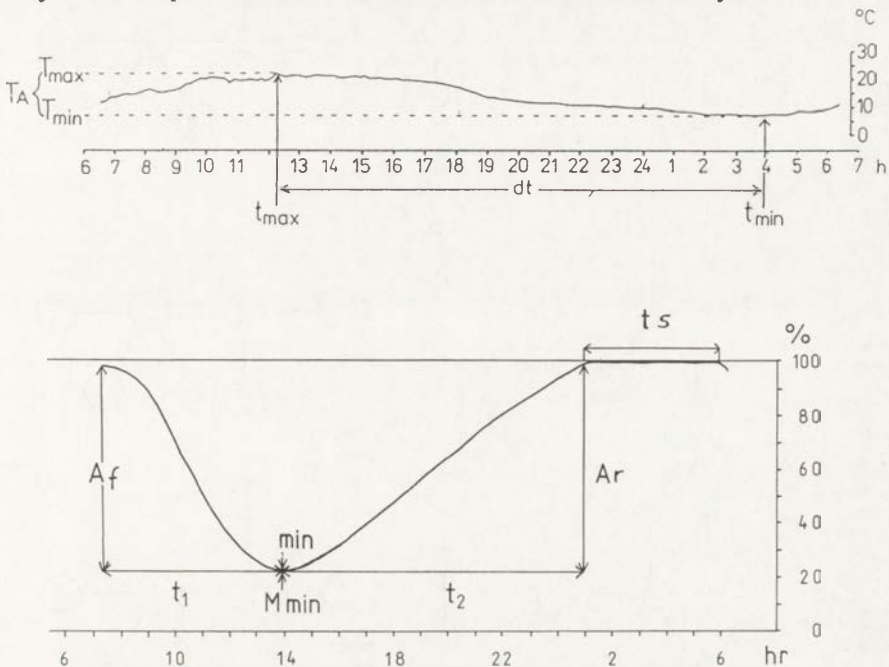
1 — *Sphagnetum medio-rubelli pinetosum*, 3 — *Carici elongatae-Alnetum*, 4 — *Cirsio-Alnetum*, 7 — *Tilio-Carpinetum typicum*, 9 — *Quercus-Piceetum*, 11 — *Peucedano-Pinetum*, 12 — *Vaccinio uliginosi-Pinetum*

wienia się pokrywy śnieżnej; sezon śnieżny — od pierwszego do ostatniego dnia okresu z nieprzerwaną pokrywą śnieżną. Dla każdego sezonu w każdym roku sporządzono kalendarz pogody (Olszewski 1986). Występująca w danym dniu pogoda była klasyfikowana według kompleksowej charakterystyki klimatu (Fiodorov i Čubukov 1963, Olszewski 1967, 1973). Każdy dzień zaliczono do odpowiedniej klasy pogody na podstawie ścisłych kryteriów — przedziałów wartości elementów meteorologicznych: temperatury i wilgotności względnej



Ryc. 2. Wybrane zbiorowiska leśne Białowieżskiego Parku Narodowego wg J. B. Falińskiego (1986)
Selected forest ecosystems of the Białowieża National Park after J.B. Faliński (1986)

powietrza, opadu atmosferycznego, zachmurzenia i prędkości wiatru. Dało to możliwość oceny wpływu panujących zewnętrznych warunków atmosferycznych na stopień zróżnicowania klimatu zbiorowisk leśnych.



Ryc. 3. Charakterystyki dobowego cyklu temperatury powietrza z termogramów (u góry) oraz wilgotności względnej powietrza z higrogramów (u dołu)

Termogram: T_{max} — temperatura maksymalna, T_{min} — temperatura minimalna, t_{max} — termin wystąpienia temperatury maksymalnej, t_{min} — termin wystąpienia temperatury minimalnej, T_A — amplituda dobowa, dt — okres między terminem wystąpienia T_{max} a terminem wystąpienia T_{min} . Wartość średnia dobowa wyliczana wg formuły $(T_{max} + T_{min})/2$. Higrogram: min — wilgotność względna minimalna, M_{min} — termin wystąpienia wilgotności względnej minimalnej, A_f — amplituda spadku, A_r — amplituda wzrostu, t_1 — okres spadku, t_2 — okres wzrostu, t_s — czas trwania stanu bliskiego nasyceniu

The characteristics of the daily course of air temperature and relative air humidity which were taken from the thermograms (above) and hygrograms (below)

Thermogram: T_{max} — maximum temperature, T_{min} — minimum temperature, t_{max} — the time of maximum temperature, t_{min} — the time of minimum temperature, T_A — daily amplitude, dt — time period between T_{max} and T_{min} . The mean daily temperature were calculated from the formula $(T_{max} + T_{min})/2$. Hygrogram: min — daily minimum value, M_{min} — time of minimum value, A_f — diurnal amplitude of humidity fall, t_1 — period of humidity fall, A_r — diurnal amplitude of humidity rise, t_2 — period of humidity rise, t_s — period of saturation state

Podobieństwo ekosystemów leśnych i terenu poza lasem pod względem poszczególnych charakterystyk termicznych i wilgotnościowych określono za pomocą metody taksonomii wrocławskiej (Faliński 1960; Batko i Moraczewski 1990), przedstawiając wyniki w formie dendrytów dla temperatury powietrza oraz dendrogramów dla wilgotności względnej powietrza. Podobieństwa wyliczono dla sezonu pełnego ulistnienia drzew (ryc. 4), dla pozostałych sezonów potraktowanych łącznie oraz dla wszystkich sezonów razem. Dokonano także analizy podobieństwa ekosystemów pod względem wszystkich 10 charakterystyk cyklu dobowego łącznie, w poszczególnych sezonach i dla całego okresu obserwacji (ryc. 5).

WYNIKI

Zastosowane metody opracowania termogramów i higrogramów umożliwiły uzyskanie pozytywnej odpowiedzi na pytanie postawione na początku badań. Użyte charakterystyki dobowego cyklu temperatury i wilgotności względnej powietrza wykazały określony stopień indywidualności każdego zbiorowiska roślinnego. Stosunkowo najlepszymi miernikami zróżnicowania ekosystemów okazały się pod względem termicznym wartości T_{\max} i T_{\min} oraz momenty ich wystąpienia, a pod względem wilgotności wartość f_{\min} i amplituda dobową. W przypadku wilgotności względnej powietrza okazało się, że zróżnicowanie badanych zbiorowisk jest silniej wyrażone wtedy, gdy rozpatrujemy wszystkie charakterystyki łącznie, niż wtedy, gdy bierzemy do analizy każdą z nich z osobna.

Wpływ sezonów fenologiczno-ekologicznych na dynamikę cech termicznych i wilgotnościowych jest wyraźny i istotny. Stan bezlistny drzew (sezon późniejszy, a szczególnie sezon przedśnieżny) łączy się ze spadkiem amplitudy dobowej temperatury w porównaniu z sezonem pełnego ulistnienia drzew. Odrębności poszczególnych ekosystemów pod względem charakterystyk wilgotności względnej powietrza zaznaczają się najbardziej w sezonie śnieżnym, a stosunkowo najmniej w sezonie pełnego ulistnienia drzew (ryc. 5).

Na czasowe i przestrzenne zróżnicowanie temperatury i wilgotności powietrza w ekosystemach leśnych oraz relacje między nimi znaczący wpływ wywiera rodzaj pogody. Zróżnicowanie związane z rodzajem pogody jest większe niż to, które wynika z istnienia samych typów ekosystemów (zbiorowisk w randze zespołów). Pogoda słoneczna zwiększa dobowe amplitudy temperatury i wilgotności względnej powietrza, zaś pogoda pochmurna zmniejsza je. Przy pogodzie wietrznej zmniejsza się amplituda temperatury powietrza i skraca okres stanu jego nasycenia parą wodną (lub okres taki wcale nie występuje). Obecność pokrywy śnieżnej lub opadów atmosferycznych wyraźnie wpływa na wzrost średniej dobowej wartości wilgotności względnej powietrza, głównie przez wydłużanie stanów nasycenia (Zarnowiecki 1991).

Ryc. 4. Podobieństwo ekosystemów leśnych i terenu otwartego pod względem charakterystyk termicznych, w sezonie pełnego ulistnienia drzew, przedstawione metodą dendrytową

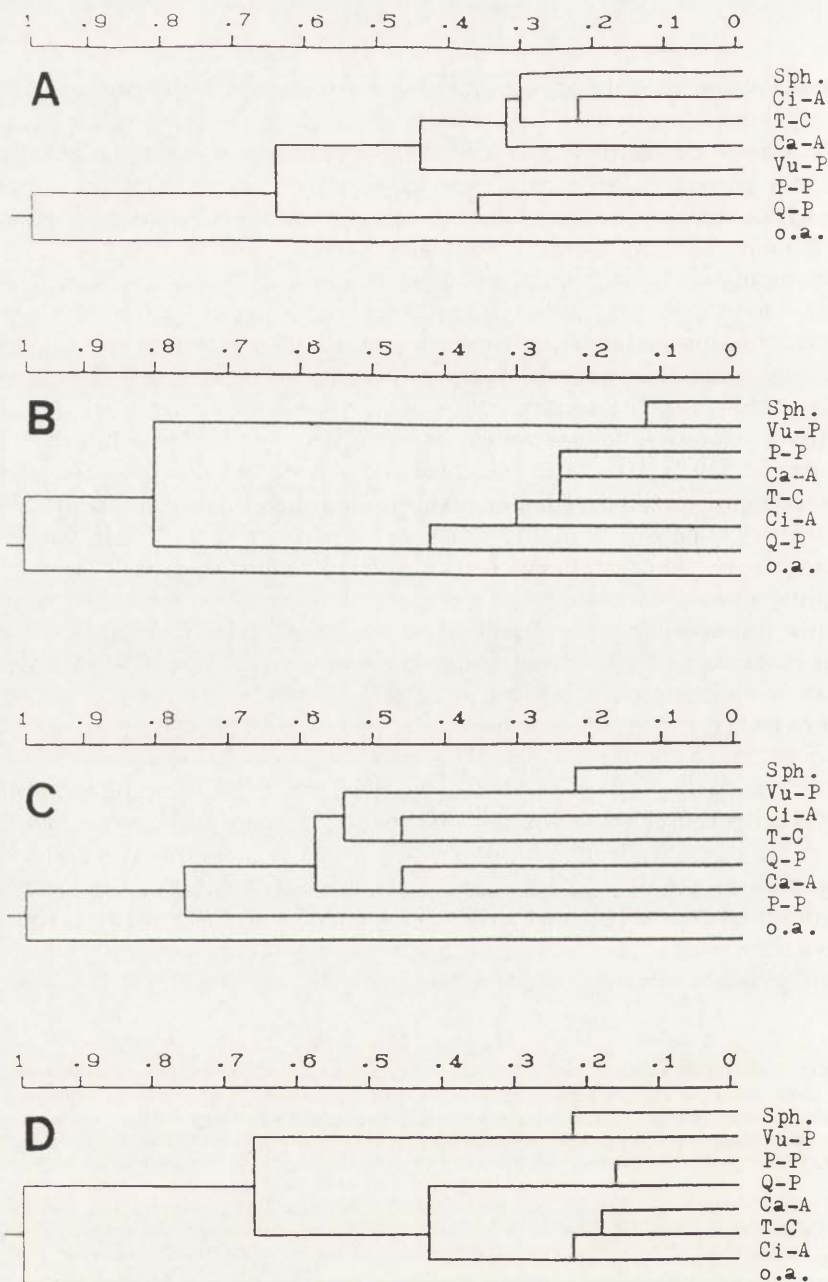
A — moment wystąpienia T_{\max} , B — okres wzrostu temperatury w ciągu doby, C — okres spadku temperatury w ciągu doby, D — moment wystąpienia T_{\min} , E — temperatura średnia dobową, F — amplituda dobową, G — natężenie wzrostu temperatury w ciągu doby, H — wartość T_{\max} , I — wartość T_{\min} , J — natężenie spadku temperatury w ciągu doby

Objaśnienia skrótów: Sph — *Sphagnetum medio-rubelli pinetosum*, Vu-P — *Vaccinio uliginosi-Pinetum*, P-P — *Peucedano-Pinetum*, Ca-A — *Carici elongatae-Alnetum*, Ci-A — *Circae-Alnetum*, T-C — *Tilio-Carpinetum typicum*, Open — teren otwarty. Podano 6-stopniową skalę współczynnika podobieństwa

Similarity of forest ecosystems and open area with respect to thermal characteristics in the season „Trees in full leaf”, as shown by dendrite method

A — time of occurrence of daily T_{\max} , B — period of daily temperature rise, C — period of daily temperature fall, D — time of occurrence of daily T_{\min} , E — mean daily temperature, F — diurnal amplitude, G — rate of daily temperature rise, H — T_{\max} value, I — T_{\min} value, J — rate of daily temperature fall

Abbreviations: Sph — *Sphagnetum medio-rubelli pinetosum*, Vu-P — *Vaccinio uliginosi-Pinetum*, P-P — *Peucedano-Pinetum*, Ca-A — *Carici elongatae-Alnetum*, Ci-A — *Circae-Alnetum*, T-C — *Tilio-Carpinetum typicum*, Open — open area. A six-degree scale of the similarity coefficient is given



Ryc. 5. Podobieństwo ekosystemów leśnych i terenu otwartego pod względem charakterystyk wilgotności względnej powietrza przedstawione metodą dendrogramów dla A — sezonu późnośniego, B — sezonu pełnego ulistnienia drzew, C — sezonu śnieżnego, D — wszystkich sezonów łącznie. Objasnienia skrótów jak na ryc. 4

Similarity of the forest communities and the open area with respect to the parameters of relative humidity by the Single Linkage method. The dendrograms present: A — postsnowing season, B — full leaf season, C — snowy season, D — all the seasons jointly. Abbreviations as at Fig. 4

Podobieństwo pod względem charakterystyk termicznych najczęściej wykazują zbiorowiska najbardziej wilgotne (z wyjątkiem mszaru), a więc bór bagienny, ols i łęg oraz zbiorowiska z dominacją sosny w drzewostanie, czyli bór bagienny i bór sosnowy świeży (Olszewski 1991). Wartości średniej dobowej temperatury powietrza wyznaczonej przez autorów jako $(T_{\max} + T_{\min})/2$, za wszystkie lata i sezony można uszeregować następująco: teren poza lasem ($8,2^{\circ}\text{C}$) — mszar ($8,0^{\circ}\text{C}$) — ols ($7,7^{\circ}\text{C}$), — bór bagienny ($7,7^{\circ}\text{C}$) — bór sosnowy świeży ($7,6^{\circ}\text{C}$) — łęg ($7,4^{\circ}\text{C}$) — grąd ($7,3^{\circ}\text{C}$).

Zespołami leśnymi najbardziej podobnymi pod względem wilgotności powietrza są: bór mieszany niski i bór świeży a następnie najbardziej wilgotne: grąd, ols i łęg oraz mszar i bór bagienny. Na zróżnicowanie zbiorowisk leśnych pod względem wilgotnościowym największy wpływ ma stopień wypełnienia przestrzeni (zwarcie drzewostanów) oraz udział gatunków liściastych w drzewostanie. Wartości średniej dobowej wilgotności względnej obliczane metodą planimetryczną, dla wszystkich lat i sezonów układają się w następujący szereg ekologiczny: łęg (82,7%) — ols (82,4%) — grąd (81,7%) — bór sosnowy świeży (81,6%) — bór mieszany niski (81,3%) — mszar (79,0%) — bór bagienny (78,3%) — teren otwarty (75,6%). Większa wilgotność względna w ekosystemach leśnych w porównaniu z terenem otwartym jest rezultatem nie tylko niższej w lesie temperatury powietrza, ale i większej w nim prężności pary wodnej (Żarnowiecki 1994).

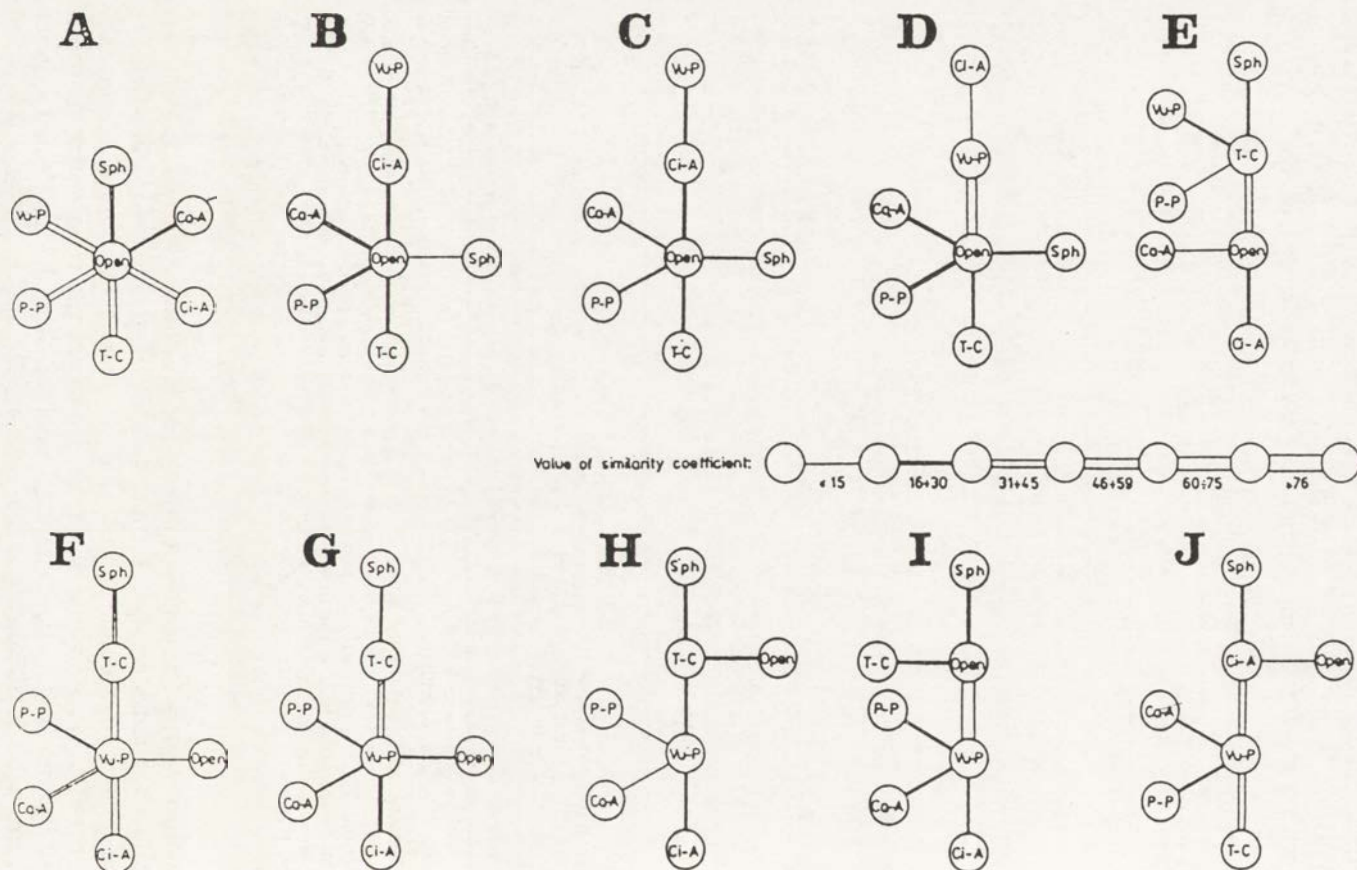
WNIOSKI

Podobieństwo zbiorowisk leśnych pod względem termicznym nie jest analogiczne z podobieństwem wilgotnościowym. Oznacza to, że określone zbiorowisko leśne ma swoisty, charakterystyczny przebieg zjawisk zarówno fenologicznych jak i ekoklimatycznych. Porównanie z terenem otwartym uwiidocznia realny stopień modyfikującej roli każdego ekosystemu leśnego, co wyrażone jest w układzie dendrytów i dendrogramów.

Zastosowane w opracowaniu metody mogą być użyte wszędzie tam, gdzie dysponujemy materiałem obserwacyjnym w postaci termogramów i higrogramów. Umożliwiają one także wykorzystanie niektórych materiałów archiwalnych.

LITERATURA

- Batko A., Moraczewski I. 1990, *Tytan 87. Pakiet programów realizujących analizę skupień, wersja 1.2, dokumentacja rozpowszechniana z pakietem.*
- Fiodorov J., Čubukov L.A. 1963, *Osnovy kompleksnoj klimatologii, ejo razvitie i sovremennoe sostojanie*, Vop.Kompl.Klimat., Izd. AN SSSR, Moskwa, 5–12.
- Faliński J.B. 1960, *Zastosowanie taksonomii wrocławskiej do fitosocjologii*, Acta Soc. Bot. Pol., 29, 3, 333–361.
- 1968, *Położenie geobotaniczne Puszczy Białowieskiej* (w:) J.B. Faliński (red.) *Park Narodowy w Puszczy Białowieskiej*, PWRiL, Warszawa.
- 1977, *Research on vegetation and plant population dynamics conducted by Białowieża*



- Geobotanical Station of the Warsaw University in the Białowieża Primeval Forest and in the environs. 1952–1977*, Phytocoenosis, 6, 1/2, 1–132.
- 1986, *Vegetation dynamics in temperate lowland primeval forests. Ecological studies in Białowieża Forest*, Geobotany, 8, Dr W.Junk Publ. Dordrecht–Boston–Lancaster.
- Kondracki J. 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W. 1952, *Zespoły leśne Białowieskiego Parku Narodowego*, Annales UMCS, Sec.B, Suppl.6, 1–218.
- 1968, *Zbiorowiska leśne i zaroślowe (w:) J.B.Faliński (red.) Park Narodowy w Puszczy Białowieskiej*, PWRiL, Warszawa.
- Olszewski J.L. 1967, *O kompleksowej charakterystyce klimatu*, Przegl. Geogr., 39, 3, 601–614.
- 1973, *Klimat północno-wschodniej Polski w ujęciu kompleksowym*, Prace i Studia IG UW, 11, Klimatologia, 6, 135–161.
- 1986, *Rola ekosystemów leśnych w modyfikacji klimatu lokalnego Puszczy Białowieskiej*, Ossolineum, Wrocław.
- 1991, *Rola ekosystemów leśnych w modyfikacji termoklimatu lokalnego Puszczy Białowieskiej*, Acta Univ. Wratisl., 1213, Prace IG, 5, 109–114.
- Żarnowiecki G. 1991, *Wpływ ekosystemów leśnych na wilgotność względną powietrza w Białowieskim Parku Narodowym*, maszynopis.
- 1994, *Ocena stosunków wilgotnościowych powietrza w zbiorowiskach leśnych*, Przegl. Geofiz., 39, 2, 179–184.

WALORYZACJA KLIMATYCZNA OBSZARÓW ZURBANIZOWANYCH NA PRZYKŁADZIE ŁODZI I RADOMIA

EVALUATION OF THE CLIMATE OF URBAN AREAS
AS EXEMPLIFIED BY THE TOWNS ŁÓDŹ AND RADOM

JANINA LEWIŃSKA

Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej
Plac Na Stawach 1, 30-107 Kraków

Abstract. The paper presents a proposal for climatic evaluation of the urbanized areas. In that evaluation the following features of an environment were distinguished: the topography and the heat exchange by means of convection connected with it and some elements of the management of the territory, as well as the emission of pollutants and artificial heat to the atmosphere. Moreover the next elements were taken into account: losses of radiation resulting from air pollution, occurrence of urban heat island, reduction of wind velocity due to the density of buildings and roughness of surface. The six classes of the topoclimate evaluation were distinguished in Łódź, and five ones in Radom. The detailed analysis of the climatic evaluation allows to conclude that the main importance in the evaluation refers to the type of land use, the directions of build areas parallel to axe consistent with predominating air circulation, and ensuring simultaneously ventilation corridors.

Key words: urbanization, topoclimate, evaluation.

WPROWADZENIE

Trudne warunki egzystencji mieszkańców wielu dynamicznie rozwijających się w ostatnim 50-leciu miast, wynikają w znacznym stopniu z pomijania lub niedoceniań przy ich planowaniu i rozwoju warunków przyrodniczych, a także z lokalizacji uciążliwego przemysłu. Szczególnie klimat jest tym elementem środowiska, który z jednej strony jest bardzo podatny na negatywne przekształcenia pod wpływem urbanizacji i przemysłu, a z drugiej bezpośrednio i pośrednio oddziałuje na ustrój ludzki, prowadząc do wielu patologii.

Przeważające negatywne przekształcenia klimatu wynikają z błędnych decyzji planistycznych zarówno co do kierunków rozwoju, jak i sposobu zagospodarowania przestrzeni. Ochrona klimatu wymaga kształtowania struktury przestrzennej miast zgodnej z wymogami środowiska przyrodniczego, w tym klimatu lokalnego. Badania w tym zakresie powinny wyprzedzać i towarzyszyć procesowi konstruowania planu zagospodarowania przestrzennego miast.

Artykuł jest oparty na pracach wykonanych w Instytucie Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, w ramach programów badawczych (Łódź — CPBR 13.1., Radom — PR-3, dofinansowany przez Wydział Architektury Urzędu Miejskiego w Radomiu).

Przedmiotem pracy jest ocena jakościowo-ilościowych cech klimatu wybranych miast w powiązaniu z innymi elementami środowiska, użytkowaniem powierzchni i strukturą zabudowy, a na tym tle — sformułowanie wniosków na temat kształtowania przestrzeni miast. Zamierzeniem pracy jest też testowanie nieinstrumentalnej metody waloryzacji klimatycznej obszarów zurbanizowanych (Lewińska i Wiatrak 1992) w warunkach niedostatku materiałów pomiarowo-obserwacyjnych.

METODA OPRACOWANIA

Poszukiwanie nieinstrumentalnej metody sporządzania map topoklimatycznych wynika w znacznym stopniu z braku odpowiednio gęstej sieci stacji meteorologicznych na obszarach zróżnicowanych przyrodniczo i na obszarach miast. Z tego względu w artykule zastosowano metodę waloryzacji obszarów zurbanizowanych opartą na sposobie sporządzania map topoklimatycznych J. Paszyńskiego (1980). Wprowadzone przez autorkę modyfikacje tej metody dotyczyły:

- rzeźby powierzchni z uwzględnieniem form wypukłych, płaskich i wklęsłych,
- typu zabudowy: śródmiejska, osiedlowa i jednorodzinna,
- liczby mieszkańców: powyżej i poniżej 350 000.

W ocenie topoklimatów, tam gdzie to było możliwe, wykorzystano dane meteorologiczne z sieci podstawowej i krótkookresowe pomiary patrolowe. Informacje dotyczące własności fizycznych powierzchni, które wpływają na wielkość wymiany ciepła na drodze konwekcji i turbulencji uzyskano z map topograficznych.

Ponadto wprowadzono oceny wynikające z zagospodarowania terenu:

- intensywność zabudowy,
- szorstkość powierzchni,
- zanieczyszczenie atmosfery (emisja i imisja zanieczyszczeń),
- osłabienie prędkości wiatru,
- osłabienie promieniowania słonecznego,
- emisja ciepła antropogenicznego (określenie ilościowe).

Przedstawiony zbiór danych jest otwarty w stosunku do większej liczby informacji, możliwych do uzyskania i przetworzenia w postaci rozkładów przestrzennych. Na obszarach miejskich występuje mozaika topoklimatów wynikająca z różnego użytkowania terenów: od pól uprawnych, ogrodów, sadów, lasów, po obszary zurbanizowane i zajęte przez przemysł. Dlatego wprowadzono terminy: „przyrodniczy” do oznaczenia topoklimatów terenów pozamiejskich, z przewagą obszarów zielonych i użytkowanych rolniczo i „antropogeniczny” do topoklimatów obszarów zurbanizowanych i przemysłowych.

W proponowanej metodzie wynikowa ocena obejmuje 6 klas według łącznej liczby punktów ocen cząstkowych. Dokonując waloryzacji klimatycznej większej liczby miast należy określić zakres zmienności na podstawie możliwej maksymalnej liczby punktów odpowiadającej wyjątkowo niekorzystnej ocenie klimatycznej danego terenu, a następnie ustalić zakres zmienności pozostałych klas w obrębie ocenianych miast.

Powyższą metodę testowano na przykładzie Łodzi i Radomia — miast różniących się pod względem wielkości, stopnia urbanizacji i środowiska przyrodniczego.

ZARYS FIZJOGRAFII

MIASTO ŁÓDŹ

Obszar Łodzi zajmuje 295 km² i zamieszkuje go 848 tys. ludności. Miasto położone jest w obszarze przejściowym między Wzniesieniami Łódzkimi na północo-wschodzie a Nieką Łódzką na zachodzie. Układ morfologiczny Łodzi powoduje, że teren jest generalnie nachylony z północo-wschodu na południo-zachód. Kierunkowi temu jest podporządkowany układ sieci hydrograficznej. Miasto charakteryzuje się brakiem wykształconej doliny rzecznej, dużym rozproszaniem wód powierzchniowych i słabą wydajnością źródeł. Dział wodny między dorzeczami Bzury i Neru (Odry i Wisły) przebiega przez terytorium Łodzi. Jest to wyjątkowy przypadek lokalizacji miasta w terenie pozbawionym znaczącej w krajobrazie rzeki, ograniczający związek gospodarki człowieka z wodą. Budowa miasta i wodochłonnego przemysłu włókienniczego wywarła negatywny wpływ na zasoby wodne (powierzchniowe i podziemne), szatę roślinną i klimat. Na terenie Łodzi działa jedna stacja meteorologiczna położona na jej obrzeżu.

MIASTO RADOM

Terytorium Radomia zajmuje 112 km², na których zamieszkuje 228 tys. ludności. Miasto jest położone na Równinie Radomskiej, w obszarze rzeźby staroglacjalnej, na silnie zdenudowanej wysoczyźnie polodowcowej, o wyraźnym nachyleniu w kierunku północno-wschodnim. Przez zachodnią część miasta przepływa rzeka Mleczna, prawobrzeżny dopływ Radomki, stanowiąca główny ciąg przewietrzający, a zarazem oś systemu terenów otwartych. Na terenie Radomia obecnie nie ma stacji meteorologicznej.

TOPOKLIMATY MIAST I ICH OTOCZENIA

Zakres przyjętych do oceny elementów topoklimatów Łodzi i Radomia w części dotyczącej obszarów zurbanizowanych nieco się różni, co wynika z możliwości pozyskania odpowiednich materiałów, a równocześnie odpowia-

da założeniu metody o otwartości zbioru w stosunku do liczby informacji. Dla Łodzi dysponowano wynikami pomiarów temperatury powietrza wzdłuż tras patrolowych co umożliwiło potwierdzenie występowania wyspy ciepła i jej intensywności (Kłysik i inni 1979). Gęsta sieć pomiarów stężeń dwutlenku siarki i pyłu była podstawą do przestrzennej interpretacji zanieczyszczeń powietrza oraz dynamiki zmian stężeń SO_2 w zależności od kierunku napływu powietrza. Inwentaryzacja emisji ciepła sztucznego (Kłysik i Matuszek 1990), tj. ciepła pochodzącego z procesów spalania paliw stałych i płynnych, pozwoliła ocenić emisję ciepła w zależności od struktury zabudowy przemysłowej. Dane o stanie równowagi atmosfery w związku z kierunkiem i prędkością wiatru wykorzystano do wniosków w sprawie lokalizacji dzielnic mieszkaniowych i przemysłowych.

Jeśli chodzi o Radom, bardzo cenne okazały się zdjęcia satelitarne, dzięki którym zidentyfikowano obszar podwyższonej temperatury powierzchni odpowiadający zasięgowi zabudowy miasta, a także albedo powierzchni w zakresie widzialnym i znormalizowany wskaźnik wegetacji, tj. współczynnik określający zależność albedo dla światła widzialnego i w bliskiej podczerwieni. Niskie albedo powierzchni miasta i niski wskaźnik wegetacji tego obszaru wynikający z niedostatku zieleni, potwierdzają występowanie wyspy ciepła nad miastem (Lewińska i inni 1994).

Załączona tabela (tab. 1) zawiera wybrane „antropogeniczne” elementy oceny topoklimatów Łodzi i Radomia. Poza ciepłem sztucznym, które dla

Tabela 1. Wybrane elementy oceny topoklimatów miast
Chosen characteristics of town topoclimate

Miasto	Ocena					
	bardzo korzystna	dobra	przeciętna	niekorzystna	bardzo niekorzystna	wyjątkowo niekorzystna
Łódź	$J < 30$	$J \geq 30-40$	$J > 40-50$	$J > 50-60$	$J > 60-75$	$J > 75$
	$Z_0 > 0,05-1,0$	$Z_0 > 1,0-1,5$	$Z_0 > 1,5-2,0$	$Z_0 > 2-2,5$	$Z_0 > 2,5-3,0$	$Z_0 > 3,0$
	$Q < 10$	$Q 10-20$	$Q > 20-30$	$Q > 30-40$	$Q > 40-50$	$Q > 50$
	$\Delta V = 0$	$\Delta V > 0-2$	$\Delta V > 2-5$	$\Delta V > 5-10$	$\Delta V > 10-15$	$\Delta V > 15$
	$\Delta S < 5-10$	$\Delta S > 10-15$	$\Delta S > 15-20$	$\Delta S > 20-25$	$\Delta S > 25-30$	$\Delta S > 30$
	$p \sim 40$	$p \sim 100$	$p \sim 200$	$p \sim 300$	$p \sim 400$	$p \sim 500$
Radom	$J < 30$	$J > 30-40$	$J > 30-50$	$J \sim 50$	$J > 50-75$	
	$Z_0 > 0,05-0,1$	$Z_0 0,2-1,0$	$Z_0 > 1,0-1,5$	$Z_0 > 1,5-2,5$	$Z_0 > 2,0-2,5$	
	($Q < 5$)	($Q 5-10$)	($Q > 10-15$)	($Q > 15-20$)	($Q > 20$)	
	$\Delta V = 0$	$\Delta V > 0-2$	$\Delta V > 2-5$	$\Delta V > 5-10$	$\Delta V > 10-15$	
	$\Delta S < 5$	$\Delta S > 0-5$	$\Delta S > 5-10$	$\Delta S > 10-15$	$\Delta S > 15$	
	$p \sim 40$	$p > 40-100$	$p > 100-200$	$p > 200-300$	$p > 300$	

J — intensywność zabudowy (% powierzchni) Z_0 — szorstkość powierzchni (m), Q — sztuczne ciepło (W m^{-2}), ΔV — osłabienie prędkości wiatru (%), ΔS — osłabienie promieniowania Słońca (%), p — opad pyłu ($\text{t km}^{-2} \text{ r}^{-1}$), () — dane orientacyjne.

Radomia zostało ocenione orientacyjnie, pozostałe elementy obliczono dla każdego z miast.

Analizując te elementy w poszczególnych klasach bonitacyjnych, należy zwrócić uwagę na fakt występowania 6 klas oceny na obszarze Łodzi, a 5 na obszarze Radomia, co wynika z zakresu zmienności elementów lub ich odchyień, spowodowanych różną wielkością i zagospodarowaniem przestrzennym miast.

Zarówno w Łodzi jak i w Radomiu wpływ urbanizacji przejawia się we wzroście negatywnych ocen topoklimatu od obszarów peryferyjnych do ich wnętrza (centrum miasta). Dlatego w odniesieniu do obu miast zwrócono uwagę na potrzebę utworzenia lub udrożnienia ciągów przewietrzających oraz wprowadzenia elementów sterujących lokalnym przepływem powietrza. W Łodzi, ze względu na brak wykształconej doliny rzeki, powinny to być pasma o małej szorstkości podłoża, a więc bez zabudowy i zieleni wysokiej, równoległe do osi wschód-zachód, tj. kierunku przeważającej cyrkulacji powietrza.

Należy również dążyć do powiększenia obszarów zieleni w celu optymalizacji sterowania przepływem powietrza w obrębie zabudowy miejskiej, a rozwój miasta powinien się odbywać w układzie pasmowym na osi północ-południe, tj. równoległe do bariery Wzniesień Łódzkich (Lewińska 1991).

W Radomiu, miasto powinno rozwijać się też w układzie pasmowym, głównie w kierunku południowym. Głównym ciągiem przewietrzającym są doliny rzek Mlecznej i Pacynki oraz ich dopływów, szczególnie dolin rzek Potoku Północnego i Potoku Południowego o kierunku zachód-wschód. Należy dążyć do pełnego udrożnienia tych dolin i ich otoczenia, a także utworzenia szerokiej arterii komunikacyjnej o tym samym kierunku.

WNIOSKI

Zastosowana metoda waloryzacji klimatycznej obszarów zurbanizowanych okazała się przydatna do oceny topoklimatów miast różniących się pod względem cech środowiska przyrodniczego, a także wielkości i stopnia urbanizacji. Na obszarze Łodzi wyróżniono 6, a w Radomiu 5 klas bonitacyjnych, co wynika z zakresu zmienności analizowanych elementów oceny topoklimatów.

Mimo różnic w bezwzględnych ocenach, zarówno w Łodzi jak i w Radomiu wpływ urbanizacji przejawia się wzrostem negatywnych ocen od obszarów peryferyjnych do wnętrza miast. W związku z powyższym zwrócono uwagę na potrzebę utworzenia i udrożnienia ciągów przewietrzających oraz wprowadzenia elementów sterujących lokalnym przepływem powietrza jak np. budowę pasm o małej szorstkości podłoża, a więc bez zabudowy i zieleni wysokiej, równoległych do przeważającej cyrkulacji powietrza, a równocześnie rozwijanie miast w układzie pasmowym, a nie koncentrycznym.

LITERATURA

- Kłysik K., Kozuchowski K., Tarajkowska T. 1979, *Wpływ rzeźby terenu i sposobu zagospodarowania na warunki klimatu lokalnego*, (maszynopis).
- Kłysik K., Matuszek R. 1990, *Emisja ciepła sztucznego na obszarze Łodzi. Problemy współczesnej topoklimatologii*, Conf. Papers., 4, 106–112.
- Lewińska J., 1991, *Klimatyczne uwarunkowania kształtowania przestrzeni na przykładzie Łodzi*, Kwart. „Człowiek i Środowisko”, 15, 3–4, 187–208.
- Lewińska J., Wiatrak W. 1992, *Waloryzacja klimatyczna obszarów zurbanizowanych, propozycja metodyczna*, Folia Geogr., ser. Geogr.Phys., XXIII, 41–54.
- Lewińska J., Baścik J., Bułat A. 1994, *Warunki klimatyczne a kształtowanie zespołów mieszkaniowych m. Radomia* (w druku).
- Paszyński J. 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych*, Dok. Geogr., 3, 13–28.
- 1990/1991, *Mapping urban topoclimates*, Energy and Buildings, 15–16, 1059–1062.

STĘŻENIE SUMY WĘGLOWODORÓW (THC) W ATMOSFERZE W REJONIE RAFINERII GDAŃSKIEJ

CONCENTRATION OF TOTAL HYDROCARBON (THC)
IN THE ATMOSPHERE AROUND THE GDAŃSK REFINERY

ANDRZEJ WYSZKOWSKI

Katedra Hydrologii i Klimatologii, Wydział Biologii, Geografii i Oceanologii UG
ul. R. Dmowskiego 16a, 80-264 Gdańsk

Abstract. The author presents results of investigation concerning Total Hydrocarbon (THC) propagation in the atmosphere around refinery plant, at eastern part of Gdańsk. The data were collected at 8 measurement points of Gdańsk Refinery Air Monitoring System over 351 days. The subjects of analysis were: spatial differentiation of THC concentration in summer half-year, winter half-year and year, annual course of monthly average of THC concentration and frequency of average diurnal THC concentration classes at particular measurement points. Air quality classes around Gdańsk Refinery plant were determined.

Key words: anthropoclimate, air pollution, hydrocarbon (THC), Gdańsk Refinery.

WPROWADZENIE

Najbardziej obiektywną metodą oceny stanu zanieczyszczenia powietrza jest monitoring automatyczny. Pierwszy tego typu system w Polsce został zbudowany już w 1975 r. wokół Rafinerii Gdańskiej, zlokalizowanej w południowo-wschodniej części aglomeracji, w obrębie Żuław Wiślanych (ryc. 1). Składał się on wówczas z 18 punktów pomiarowych, spośród których 9, zlokalizowanych na terenie całego miasta, mierzyło stężenia SO_2 , a pozostałe, wyposażone w analizatory typu Beckman 400, badały imisję sumy węglowodorów (THC) w bez-

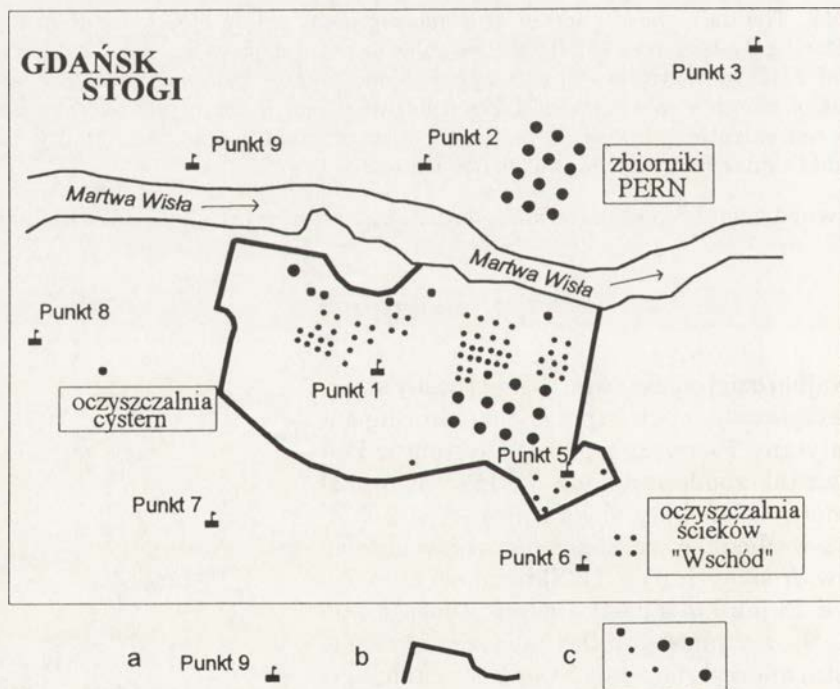
Ryc. 1. Lokalizacja Rafinerii Gdańskiej
Location of Gdańsk Refinery



pośrednim otoczeniu zakładu. Pomiary były wykonywane w czasie rzeczywistym, w trybie *on line*. Pracą systemu zarządzał komputer firmy Philips typu P855M, który akwizycję wyników pomiarów wykonywał automatycznie, za pomocą łącza telefonicznego. W opracowaniu wykorzystano wartości średnich dobowych stężeń węglowodorów, pochodzących z najlepszego pod względem technicznym okresu funkcjonowania sieci, tj. 6 VII 1979–31 VII 1980 r. (Rański i inni 1989).

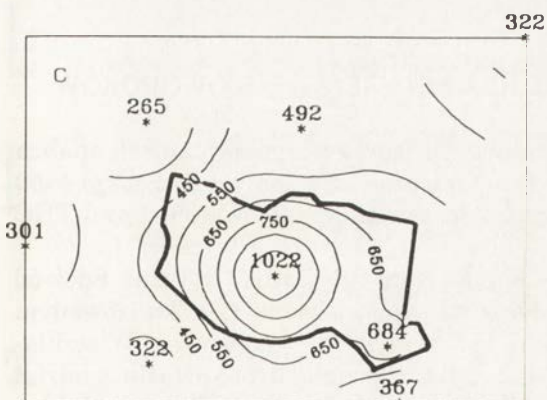
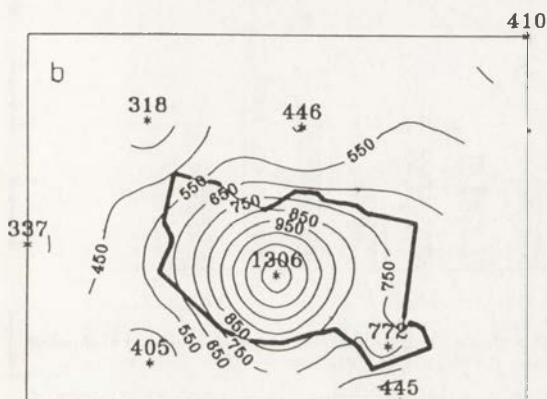
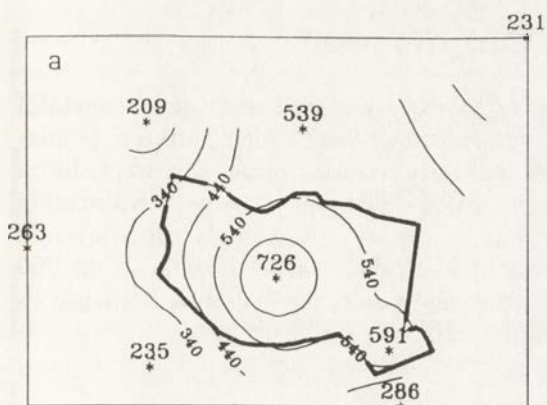
ŹRÓDŁA EMISJI WĘGLOWODORÓW

Węglowodory są zanieczyszczeniem charakterystycznym dla przemysłu petrochemicznego. Węglowodory znajdujące się w atmosferze, w rejonie Rafinerii Gdańskiej, pochodzą ze źródeł zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych. W pierwszym przypadku jest to metan, będący przede wszystkim efektem procesów gnilnych zachodzących w podmokłym podłożu Żuław Wiślanych oraz emisja roślin. Źródła te tworzą tzw. naturalne tło metanowe obszaru opracowania. W przypadku drugim są to węglowodory emitowane



Ryc. 2. Szkic sytuacyjny obszaru badań
a — punkty pomiaru THC, b — granice Rafinerii Gdańskiej, c — antropogeniczne źródła węglowodorów (THC)

Situation sketch of area investigated
a — THC measurement points, b — The Gdańsk Refinery border, c — anthropogenic sources of hydrocarbon (THC)



Ryc. 3. Stężenie sumy węglowodorów ($\mu\text{g m}^{-3}$) w rejonie Rafinerii Gdańskiej

a — półrocze letnie, b — półrocze zimowe, c — rok

Concentration of hydrocarbon totals (in $\mu\text{g m}^{-3}$) around Gdańsk Refinery

a — summer half-year, b — winter half-year, c — year

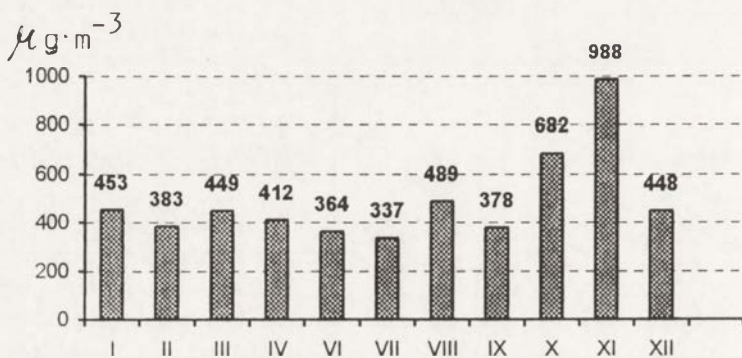
głównie podczas produkcji, dystrybucji i przechowywania produktów ropopochodnych Rafinerii Gdańskiej. Stosunkowo dużą rolę odgrywa również emisja ze zbiorników z pokrywami pływającymi Przedsiębiorstwa Eksploatacji Rurociągów Naftowych (PERN), zlokalizowanych na przeciwległym brzegu Martwej Wisły w bezpośrednim sąsiedztwie Rafinerii oraz z miejskiej oczyszczalni ścieków „Wschód” (ryc. 2).

ROZKŁAD PRZESTRZENNY STĘŻEŃ WĘGLOWODORÓW

Analiza pól imisji węglowodorów, przeprowadzona dla półroczia letniego, zimowego i roku, wykazała duże ich podobieństwo. Charakterystyczne było występowanie najwyższych wartości stężeń w centralnej części Rafinerii i stopniowy ich spadek w miarę oddalania się od centrum zakładu (ryc. 3). Wyraźnie większy poziomy gradient stężeń w bezpośrednim sąsiedztwie źródeł emisji niż na peryferycznych fragmentach obszaru opracowania, wskazywał na stosunkowo niewielki zasięg rozprzestrzeniania się węglowodorów. Półrocze zimowe odznaczało się zdecydowanie większym poziomym gradientem stężeń niż okres letni, zwłaszcza w granicach Rafinerii.

ZMIENNOŚĆ ROCZNA ŚREDNIOOBSZAROWYCH STĘŻEŃ WĘGLOWODORÓW

W analizowanym okresie przebieg roczny średnich obszarowych wartości stężeń węglowodorów (średnia arytmetyczna ze wszystkich punktów pomiarowych) wskazywał na stosunkowo małe ich zróżnicowanie. Bez względu na porę roku zawierały się one w przedziale 350–500 $\mu\text{g m}^{-3}$ (ryc. 4). Stwierdzenie to nie dotyczy października i listopada, kiedy stężenia te były zdecydowanie wyższe niż w pozostałych miesiącach, osiągając wartości zbliżone do 700 i 1000 $\mu\text{g m}^{-3}$. Średnie obszarowe wartości stężeń dla półrocza letniego, zimowego i roku wynosiły odpowiednio: 390, 555 i 472 $\mu\text{g m}^{-3}$.



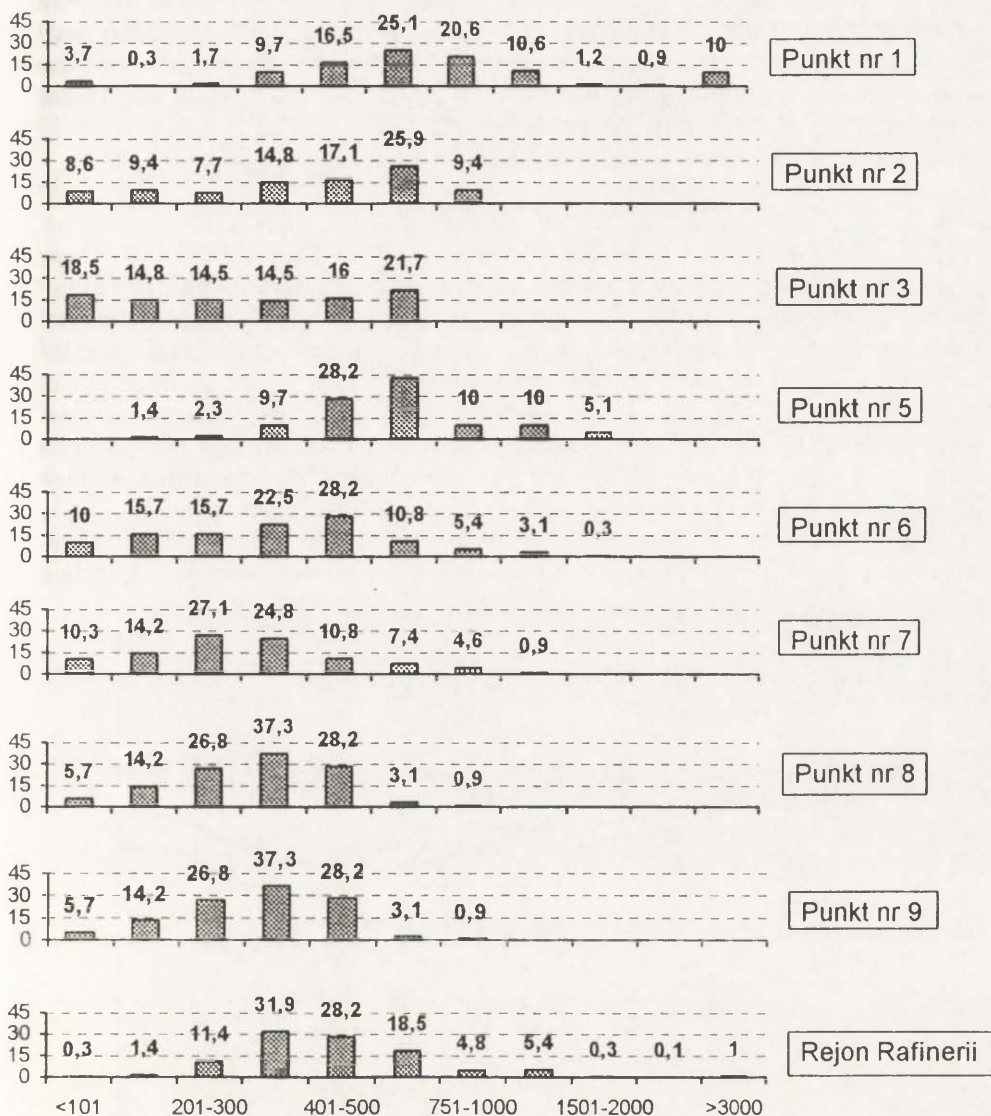
Ryc. 4. Przebieg roczny średnich obszarowych stężeń węglowodorów w rejonie Rafinerii Gdańskiej ($\mu\text{g m}^{-3}$) w okresie 6 VII 1979–31 VII 1980

Annual course of THC mean concentration around Gdańsk Refinery (in $\mu\text{g m}^{-3}$), in the period of investigations (6 VII 1979–31 VII 1980)

CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA KLAS STĘŻEŃ WĘGLOWODORÓW

Jest to charakterystyka niewątpliwie bardziej szczegółowa aniżeli analiza stężeń średnich. Dla rocznego zakresu zmienności stężeń, wynoszącego 4450 $\mu\text{g m}^{-3}$, wydzielono 11 klas. Histogramy częstości występowania stężeń THC pokazuje rycina 5.

Różnice pomiędzy poszczególnymi punktami były bardzo wyraźne. Spośród ośmiu analizowanych punktów, jedynie na stanowisku nr 1, zlokalizowanym w centrum zakładu, reprezentowane były wszystkie klasy stężeń. W rozkładzie częstości stężeń w tym punkcie, charakterystyczny był bardzo duży udział (10,0%) klasy najwyższej, przy minimalnym udziale trzech pierwszych klas (5,7%). Podobnie wyglądał rozkład częstości stężeń dla punktu zlokalizowanego na terenie oczyszczalni (nr 5). Również w tym przypadku znikomy był łączny udział stężeń w trzech najniższych klasach (3,7%), przy czym zwraca uwagę całkowity brak stężeń średnich, niższych od 100 $\mu\text{g m}^{-3}$. Była to osobliwość, która nie pojawiła się w żadnym z innych punktów. Jeszcze jedną



Ryc. 5. Częstość (%) klas średnich dobowych stężeń węglowodorów ($\mu\text{g m}^{-3}$) w punktach pomiarowych zakładowego monitoringu atmosfery w rejonie Rafinerii Gdańskiej, w okresie 6 VII 1979–31 VII 1980

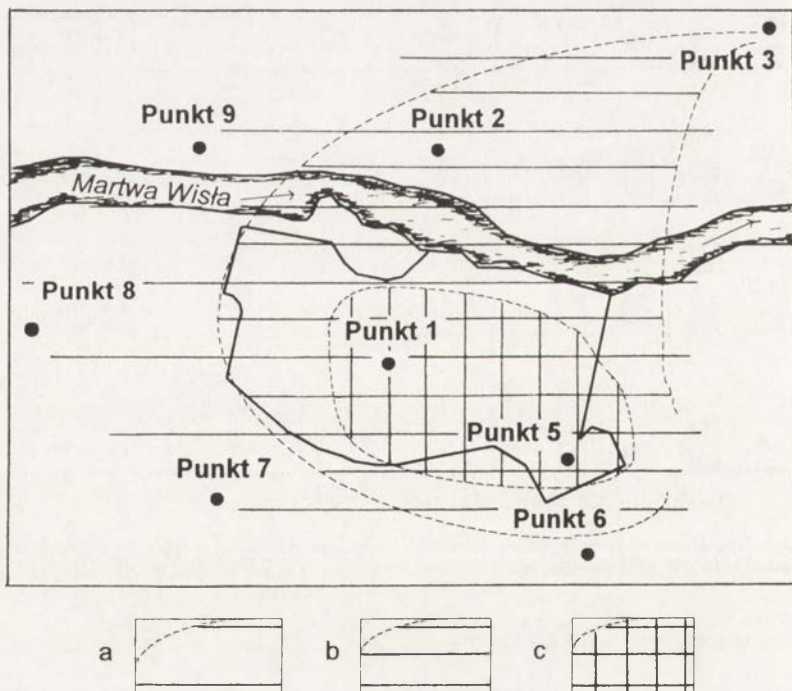
Frequency (in %) of the ranges of mean-daily hydrocarbone concentration (in $\mu\text{g m}^{-3}$), at measurement points of Gdańsk Refinery Air Monitoring System in the period of 6 VII 1979–31 VII 1980.

osobliwość zauważono w punkcie 5: blisko 43% wyników pomiarów było skupionych w jednej tylko klasie (501–1000 $\mu\text{g m}^{-3}$). Największą częstością, podobnie jak w punkcie 1, odznaczały się stężenia zawarte w przedziale 401–1500 $\mu\text{g m}^{-3}$. Rozkład zupełnie odmienny od pozostałych występował w punkcie nr 3. W jego przypadku trudno byłoby mówić o dominacji którejkolwiek z klas

— różnica częstości pomiędzy klasami najbardziej i najmniej liczną niewiele przekraczała 7%. Bardzo duże było podobieństwo rozkładów klas stężeń węglowodorów wyznaczonych dla punktów nr 7, 8 i 9. Imisja sumy węglowodorów praktycznie nie przekraczała w nich $750 \mu\text{g m}^{-3}$, a największą częstością cechowała się klasa stężeń $201\text{--}400 \mu\text{g m}^{-3}$.

BONITACJA WARUNKÓW AEROSANITARNYCH

Bonitację warunków aerosanitarnych obszaru opracowania oparto na wynikach pomiarów średnich dobowych stężeń węglowodorów. Wyróżniono trzy klasy bonitacyjne. Jako kryterium ich wydzielania przyjęto częstość występowania niekorzystnych warunków aerosanitarnych w poszczególnych punktach pomiarowych, charakteryzujących się dodatnimi odchyleniami wartości stężeń średnich dobowych od średnich obszarowych. Do klasy o korzystnych warunkach aerosanitarnych zakwalifikowano obszary (reprezentowane przez poszczególne punkty pomiarowe), w których średnie stężenia dobowe — wyższe od obszarowych — stanowiły nie więcej niż 33,3% wszystkich analizowanych przypadków; do klasy o warunkach przeciętnych — te, gdzie



Ryc. 6. Bonitacja warunków aerosanitarnych rejonu Rafinerii Gdańskiej z punktu widzenia zanieczyszczenia atmosfery sumą węglowodorów (THC)

a — warunki korzystne, b — warunki przeciętne, c — warunki niekorzystne

Evaluation of Gdańsk Refinery region from the point of view of hydrocarbone (THC) air pollution

a — favourable conditions, b — fairly good conditions, c — unfavourable conditions

odchylenia dodatnie stanowiły 33,4–66,7% analizowanych przypadków, a do klasy o warunkach niekorzystnych — obszary, w których odchylenia dodatnie stanowiły powyżej 66,7% analizowanych przypadków. Granice klas bonitacyjnych wyznaczono z wykorzystaniem metody interpolacji, prowadząc dwie izolinie częstości występowania niekorzystnych warunków aerosanitarnych (33,3 oraz 66,7% dni) — rycina 6.

Największe zagrożenie czystości atmosfery obejmuje centralną i południowo-wschodnią część obszaru Rafinerii. Jest to rejon, w którym zlokalizowana jest największa liczba antropogenicznych źródeł emisji węglowodorów, poczynając od typowo technologicznych (zbiorniki z paliwem, nalewaki, etc.) na zakładowej i miejskiej oczyszczalniach ścieków kończąc. Ponadto na południo-wschód od zakładu rozciągają się rozległe obszary podmokłych Żuław Wiślanych, które zwłaszcza w półroczu letnim są znaczącym, naturalnym źródłem metanu. Strefa przeciętnego zagrożenia obejmuje pozostałą część Rafinerii i ciągnie się dalej na północo-wschód, tj. w kierunku ujścia Wisły Śmiałej do Zatoki Gdańskiej. O względnie podwyższonej emisji węglowodorów decyduje tu głównie emisja pochodząca ze zbiorników Przedsiębiorstwa Eksploatacji Rurociągów Naftowych oraz napływ zanieczyszczeń znad Rafinerii. Zapewne niewielki udział ma również emisja metanu z wilgotnego podłoża.

LITERATURA

- Rański R., Żak W., Stępień M. 1989, *Funkcjonalność komputerowego systemu kontroli zanieczyszczenia atmosfery w Gdańsku*, PROAT Szczecin, maszynopis w Rafinerii Gdańskiej SA.
- Wyszkowski A. 1994, *Wpływ warunków meteorologicznych na kształtowanie emisji węglowodorów w rejonie zakładów petrochemicznych*, Wyd. Uniw. Gd., Rozpr. i Monogr., 202.

NIEKTÓRE WYNIKI BADAŃ PROWADZONYCH PRZEZ ZAKŁAD KLIMATOLOGII INSTYTUTU GEOGRAFII UJ W RÓŻNYCH STREFACH KLIMATYCZNYCH

SOME RESULTS OF INVESTIGATIONS
CARRIED OUT IN DIFFERENT CLIMATIC ZONES BY CLIMATOLOGICAL
DEPARTMENT OF THE INSTITUTE OF GEOGRAPHY
OF THE JAGELLONIAN UNIVERSITY

BARBARA OBRĘBSKA-STARKEL, JANINA TREPIŃSKA, ZYGMUNT OLECKI

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UJ
ul. Grodzka 52, 31-044 Kraków

Abstract. In the paper the scientific contribution of the Climatological Department of the Jagellonian University in Cracow to the knowledge of the climatic and bioclimatic conditions of mountains areas of the moderate climatic zone is discussed. The original method elaborated by M. Hess was used in this purpose. The attention is also paid to the results of research in the urban climate, radiation balance and water balance in the arid climates in Mongolia and Australia, as well as to the evaluation of the changes of the climate in Central Europe based on instrumental observations.

Key words: climate and bioclimate of mountains, climatic changes, urban climatology, regional climatology, mountainous glaciers.

WPROWADZENIE

W ciągu prawie czterdziestoletniej działalności Zakładu Klimatologii IG UJ jego pracownicy prowadzili badania terenowe w różnych regionach świata. Należy tu wymienić Karpaty, góry Szkocji, Pamir, Changaj, równinny obszar Mongolii (Gurwan Turuu), Sörkapland na Spitsbergenie, Canberre i Sydney w Australii. Dotyczyły one głównie klimatu i bioklimatu gór, klimatu miast, zmian klimatu oraz studiów porównawczych nad zróżnicowaniem poszczególnych elementów klimatu. Wyniki prowadzonych badań były podstawą do wykonania licznych opracowań naukowych.

KLIMAT I BIOKLIMAT GÓR

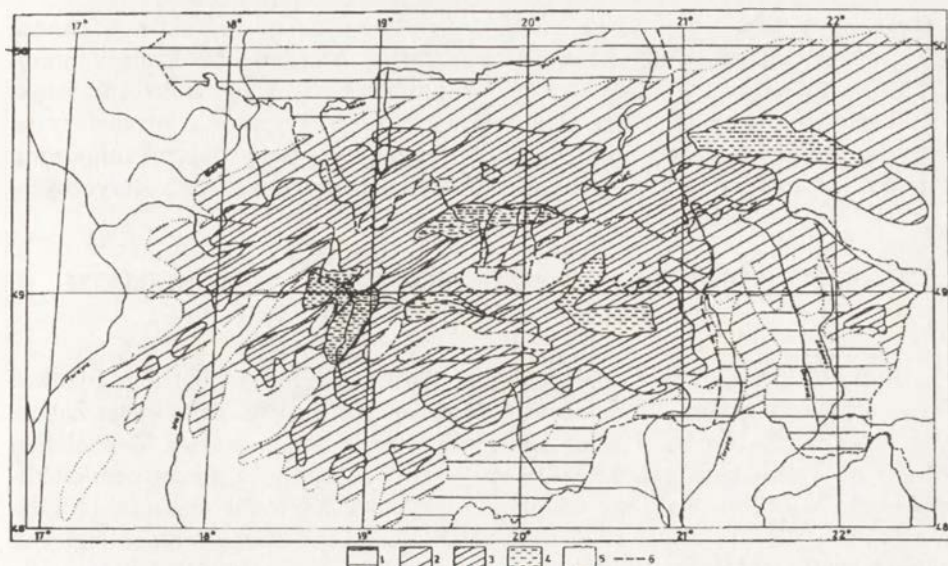
Przez wiele lat naczelne miejsce w badaniach Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii UJ zajmowały zagadnienia zróżnicowania klimatu obszarów

górskich w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Na podstawie badań prowadzonych w polskich Karpatach M. Hess (1965, 1968) opracował metodę charakterystyki klimatu gór posługując się metodami korelacji i regresji liniowej wartości elementów klimatu względem parametrów położenia geograficznego (wysokości n.p.m. i form rzeźby terenu). Porównał on piętrowość klimatyczną w Karpatach i w innych masywach górskich oraz relacje pięter i stref klimatycznych w Eurazji w zależności od stopnia kontynentalizmu (Hess 1967b). Metoda ta była również podstawą do oceny wpływu lodowców górskich na klimat w Pamirze (Hess 1967a). Granice wysokościowe poszczególnych pięter zostały wyznaczone na podstawie zasięgów przewodnich zbiorowisk roślinnych względem wartości średniej rocznej temperatury powietrza. Modelowanie oparte na prostych związkach korelacji i regresji zostało zastosowane do oceny bioklimatu Karpat Zachodnich na podstawie wskaźników charakteryzujących reżim fenologiczny (Obrębska-Starkel 1984). Na różnicowanie bioklimatu w makro- i mezoskali na północnym i południowym skłonie Karpat wpływa przede wszystkim wzniesienie n.p.m. i ekspozycja zboczy względem dominujących w sezonach kierunków cyrkulacji atmosferycznej. Czynniki te decydują bowiem o natężeniu bodźców cieplnych i wilgotnościowych w środowisku (ryc. 1).

Przedstawiona ocena ilościowa stosunków klimatycznych i bioklimatycznych gór może być wykorzystana w badaniach paleogeograficznych do odtwarzania warunków środowiska nie zaburzonych przez człowieka, a także współcześnie — w praktyce — przy odnawianiu zbiorowisk leśnych w strefie umiarkowanej i przy doborze łatwo adaptujących się gatunków roślin. W takich przypadkach klimat traktuje się jako dominujący czynnik siedliskowy, decydujący o funkcjonowaniu środowiska. Istnieją jednak pewne ograniczenia. Przy silnej destrukcyjnej działalności człowieka w skrajnych warunkach klimatu oceanicznego, jak na przykład w północnej Szkocji, nastąpiło w XVI i XVII w. zaburzenie równowagi w środowisku. W miejsce naturalnych lasów sosnowych, reprezentujących zono-ekoton na przejściu od europejskiego lasu liściastego do iglastych lasów borealnych, pojawiły się torfowiska i wrzosiowiska. Te ostatnie, osiągając stan stabilności, doprowadziły do istotnych zmian w obiegu materii i energii. Podejmowane próby odnowienia ekotypów rodzimych sosny zwyczajnej (*Pinus silvestris*) wywołują dalsze zaburzenia w cyklu hydrologicznym, w zasobach substancji odżywczych w glebie i wpływają na zmiany genetyczne roślin (Obrębska-Starkel 1991).

ZMIANY KLIMATU

U schyłku tzw. małego glaciału, w latach 1815 i 1816, w znacznej części Europy zachodniej i środkowej, wystąpiły anomalie termiczne (niskie temperatury lata). Rok 1816 nazwano nawet „rokiem bez lata.” Pod tym hasłem odbyła się w Ottawie, w roku 1992 konferencja naukowa. W tomie wydanym z tej okazji znalazł się artykuł napisany przez Z. Bednarza z Akademii Rolniczej w Krakowie i J. Trepiańską z Uniwersytetu Jagiellońskiego (Bednarz i Trepiańska 1992). Z badań przyrostów słoju limby tatrzańskiej okazuje



Ryc. 1. Zróżnicowanie warunków fenologiczno-klimatycznych w Karpatach Zachodnich
 1 — piętro ciepłe, 2 — piętro umiarkowanie ciepłe, 3 — reżim fenologiczno-mezoklimatyczny gór niskich i średnich w umiarkowanie chłodnym piętrze klimatycznym, 4 — reżim fenologiczno-mezoklimatyczny form wklęsłych i kotlin w umiarkowanie chłodnym piętrze klimatycznym, 5 — obszary nie objęte badaniami, 6 — granice między dziedzina klimatu morskiego i klimatu kontynentalnego

Differentiation of the pheno-climatic conditions in the West Carpathian Mountains

1 — warm vertical zone, 2 — temperate warm vertical zone, 3 — pheno-mesoclimatic regime of low and medium-high mountains in the temperate cool vertical zone, 4 — pheno-mesoclimatic regime of the lowerings and basins in the temperate cool vertical zone, 5 — areas beyond the investigations, 6 — boundary between the area influenced by the maritime climate and that with an increasing influence of the continental climate

się, że pierwsze trzydziestolecie XIX wieku było okresem chłodniejszym i wilgotniejszym niż lata wcześniejsze. Jednakże, według danych krakowskiej serii obserwacji meteorologicznych, temperatura lata w roku 1815 i 1816 była tylko niewiele niższa od średnich wieloletnich. Anomalią były natomiast kilkutygodniowe opady w jesieni 1815 r. i w lecie 1816 r., co klimatolodzy wiążą z zaburzeniami w cyrkulacji mas powietrza w skali globalnej po wybuchu wulkanu Tambora (Indonezja) w kwietniu 1815 r. Wielkości opadów wówczas w Krakowie niestety nie notowano.

KLIMATOLOGIA MIEJSKA

W lutym 1977 roku, w Macquarie University w Sydney (Australia) odbyła się konferencja „Urban Climatology”. J. Trepińska zaprezentowała tam poster poświęcony porównaniu warunków klimatycznych Krakowa i Canberry (Trepińska 1977). Porównanie wykazało, że przy znacznych różnicach termicznych (o 5°C wyższa średnia roczna temperatura w Canberze, a o 6°C niższa roczna amplituda temperatury) istnieją duże podobieństwa sum opadów (około 660 mm rocznie). Rozkład roczny opadów w Canberze, położonej na wysokości

580 m npm. jest jednak dość równomierny, podczas gdy Kraków odznacza się kontynentalnym typem ich rocznego przebiegu. Prawie dwukrotnie mniejsze (w porównaniu z Canberrą) usłonecznienie w Krakowie, dwukrotnie większa liczba dni z mgłą, słabe wiatry i silne zanieczyszczenie atmosfery są przyczyną dużych różnic klimatycznych między porównywanymi miastami. Różnice te ujawniły się szczególnie w dyspersji zanieczyszczeń atmosferycznych.

STUDIA PORÓWNAWCZE NAD ZRÓŻNICOWANIEM KLIMATU W RÓŻNYCH REGIONACH ŚWIATA

Badania klimatologiczne w Mongolii Zakład Klimatologii UJ realizował w ramach współpracy między Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN a Instytutem Geografii i Zmarzlinoznawstwa Mongolskiej Akademii Nauk w latach 1974–1978. W 1974 r. badania mezo- i mikroklimatyczne koncentrowały się na południowych stokach gór Changaj (Niedźwiedz i inni 1975). Latem 1975 roku została założona stacja meteorologiczna w Gurwan Turuu ($H_s = 1370,8$ m npm., $\varphi = 47^{\circ}03' N$, $\lambda = 107^{\circ}38' E$), w strefie stepu, w odległości około 150 km na południowy wschód od Ułan Bator. Prowadzono na niej początkowo pomiary temperatury i wilgotności powietrza, temperatury gleby oraz prędkości wiatru. W połowie 1976 r. rozszerzono program stacji o pomiary składowych bilansu promieniowania, a latem 1978 r. przeprowadzono serię pomiarów parowania z wolnej powierzchni wodnej.

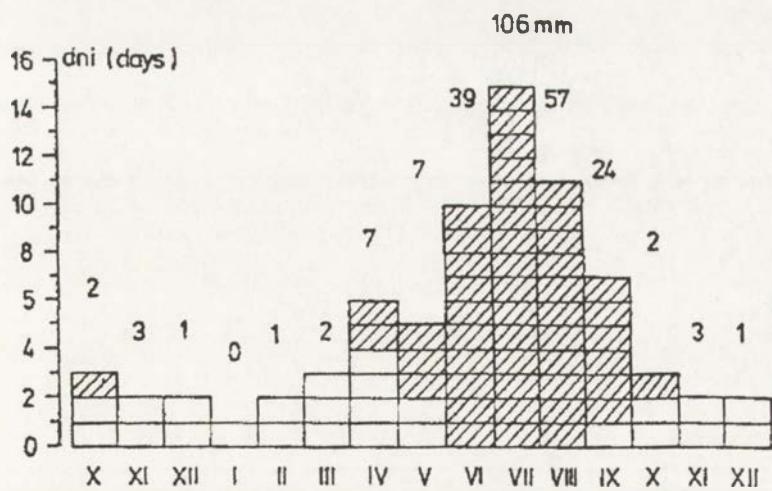
Mongolia położona w centrum kontynentu azjatyckiego, o znacznym wyniesieniu nad poziomem morza — 80% jej terytorium wznosi się powyżej 1000 m, a ponad 30% powyżej 1600 m npm. — odznacza się wybitnie kontynentalnym typem klimatu. Absolutne minima temperatury powietrza spadają tu poniżej $-45^{\circ}C$, a absolutne maksima mogą przekraczać $36^{\circ}C$. Z około 250 mm opadu atmosferycznego w ciągu roku 45% przypada na lipiec, a 90% — na okres od czerwca do września (ryc. 2). Wobec znikomej pokrywy śnieżnej w tej części Mongolii, temperatura gleby równa $0^{\circ}C$ występuje na przełomie marca i kwietnia na głębokości ponad 3,5 m (Kowanetz i Olecki 1980). Zima w znaczeniu termicznym trwa przez 187 dni, od połowy października do połowy kwietnia. Lato jest bardzo krótkie, trwa bowiem zaledwie 22 dni (tab. 1).

Stosunkowo małe zachmurzenie, zmieniające się w ciągu roku od 55% w czerwcu i lipcu do około 18% w styczniu, ponad 120 dni pogodnych, a także duża przezroczystość atmosfery, stwarzają bardzo dobre warunki insolacyjne na tym obszarze (Hess i inni 1981, 1983; Niedźwiedz 1992). Roczna liczba godzin ze Słońcem przekracza 2500, rozkładając się niemal równomiernie (po około 200 godzin w miesiącu) w ciągu całego roku. Poszczególne składowe bilansu promieniowania cechuje w przebiegu dziennym niemal symetryczny rozkład względem południa w warunkach pogody bezchmurnej. Wyraźnie są uprzywilejowane natomiast godziny przedpołudniowe w czasie konwekcyjnego typu pogody.

Tabela 1. Charakterystyka termicznych pór roku w Maąnt
Characteristics of the thermal seasons at Maąnt

Pora roku	Średnie daty		Czas trwania (dni)
	początku	końca	
Zima	10 X	15 IV	187
Przedwiośnie	15 IV	5 V	20
Wiosna	5 V	4 VII	60
Lato	4 VII	26 VII	22
Jesień	26 VII	23 IX	59
Przedzimie	23 IX	10 X	17
Okres wegetacyjny	5 V	23 IX	141

Zagadnieniem, które żywo porusza australijskich uczonych z różnych dziedzin nauk przyrodniczych jest życie w strefie klimatów suchych. Doniesieniom o badaniach suchych stref w Australii poświęcono specjalne wydawnictwo Arid Zone Newsletter, w którym znalazła się notatka profesora Edwarda T.Linacre'a, z Macquarie University w Sydney o jego badaniach dotyczących związków między parowaniem z powierzchni wody, położeniem geograficznym tej powierzchni i temperaturą powietrza. W pracach tych brała udział w roku 1976 J. Trepińska. Wzór zaproponowany przez Linacre'a nie wymaga trudno osiągalnych wartości promieniowania całkowitego. Wystarczająca jest znajomość położenia geograficznego powierzchni parującej (np. jeziora) oraz aktualna temperatura powietrza i temperatura punktu rosy, którą można określić także drogą pośrednią. Dzięki prostocie tego empirycznego wzoru może on być łatwo zastosowany przy badaniu zróżnicowania stopnia suchości



Ryc. 2. Średnia miesięczna liczba dni z opadem śniegu, deszczu (powierzchnia zasraflowana) oraz miesięczne sumy opadów atmosferycznych w Maąnt (mm)
Mean monthly number of days with snow fall and rain (surface covered by hachure) and monthly totals of atmospheric precipitation at Maąnt (mm)

dużych obszarów. Stosując ten wzór obliczono wartości parowania potencjalnego i współczynniki korelacji wielorakiej dla wybranych regionów Australii, Ameryki Południowej i Afryki. Okazało się, że przyjęcie wymienionych parametrów daje dobrze uzasadnione wyniki, przytaczane w licznych opracowaniach dotyczących głównie stref suchych.

LITERATURA

- Bednarz Z., Trepińska J. 1992, *Climatic conditions of 1815 and 1816 from tree-ring analysis in the Tatra Mountains. The year without a summer? World climate in 1816*, Canadian Museum of Nature, Ottawa, 418–421.
- 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, Kraków.
- 1967a, *Wpływ lodowców górskich na klimat na przykładzie lodowca Fedczenki w Pamirze*, Przegl. Geogr., 39, 4, 743–774.
- 1967b, *Versuch der Unterscheidung und Charakteristik der klimatischen Höhenstufen am Beispiel der polnischen Westkarpaten*, Petermanns geogr. Mitt., 111, 1–12.
- 1968, *A method of distinguishing and specifying vertical climatic zones in temperate zone mountains (with the Western Carpathians and the Eastern Alps as examples)*, Geogr. Pol., 14, 133–140.
- Hess M., Kowanetz L., Olecki Z., Suchanek R. 1981, *Some results of climatological research in Mongolia*, Bull.d.Ac.Pol., 28, 2–3, 157–164.
- Hess M., Kowanetz L., Olecki Z. 1983, *Main features of the meso- and microclimate*, Geogr. Stud. PAN, 3, 2, 26–37.
- Linacre E.T. 1976, *Arid Zone Newsletter*, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Perth, 21–22.
- Niedźwiedz T. 1992, *Dobowy przebieg składowych bilansu promieniowania słonecznego w okresie letnim na południowym sklonie Changaju (Mongolia)*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 23, 11–27.
- Obrębska-Starkel B. 1984, *On the causes of the pheno-climatic differentiation in the West Carpathian Mountains*, (w:) *Int.Symposium in Memory of Dr Franz Sauberer*, 23–25 Oktober 1984, Wien, 172–175.
- 1991, *Lasy sosnowe Szkocji — studium wpływu czynników klimatycznych i antropogenicznych*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 22, 5–23.
- Trepińska J. 1977, *The climates on Cracow and Canberra, as regards air-pollution potential*, (w:) *Urban Climatology. Conference Handbook and abstracts of papers, 10th–11th of February, Sydney, Australia*.
- 1991, *Klimatologiczne aspekty badań zanieczyszczeń atmosferycznych w Sydney (Australia)*, (w:) *Materiały konferencji „Metody antropogenicznych zmian środowiska w strefie oddziaływania zespołów miejsko-przemysłowych”*, Płock, październik 1991, 288–296.

**ZAGRANICZNE BADANIA
METEOROLOGICZNO-KLIMATYCZNE
ZAKŁADU KLIMATOLOGII
UNIwersYTETU MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU**

METEOROLOGICAL AND CLIMATOLOGICAL INVESTIGATIONS
CARRIED OUT ABROAD BY DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY,
NICHOLAS COPERNICUS UNIVERSITY TORUŃ

GABRIEL WÓJCIK, KAZIMIERZ MARCINIAK

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń

Abstract. Over the period of 1968–1989 staff members of the Department of Climatology took part in 12 scientific expeditions abroad (Table 1). During these expeditions standard meteorological observations as well as topoclimatic, microclimatic and actinometric measurements were carried out. On the basis of the collected materials 80 papers and announcements have been published in Polish and foreign periodicals.

Key words: meteorology, climatology, scientific expeditions abroad, meteorological observations.

UWAGI WSTĘPNE

Pracownicy Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika (UMK) prowadzili, w różnym zakresie, zwykle w ramach wypraw naukowych, terenowe badania meteorologiczne w kilku ciekawych regionach geograficznych świata. Na wstępie chcemy zaznaczyć, iż w niniejszym doniesieniu uwzględniono te badania zagraniczne, które mieszczą się w okresie od powstania Zakładu w 1947 r. do chwili obecnej. W związku z tym liczne podróże i wyprawy aktynometryczne organizatora Zakładu prof. dr. Władysława Gorczyńskiego, które miały miejsce przed II, a nawet przed I wojną światową i w latach wojennych, nie są tutaj nawet wzmiankowane; zostaną natomiast omówione w osobnym artykule.

Z inicjatywy Dyrektora Instytutu Geografii UMK, prof. dr. hab. Rajmunda Galona, wybitnego geomorfologa glacialnego, zostały zapoczątkowane instytutowe wyprawy polarne o programach fizycznogeograficznych. Prof. R. Galon w lecie 1968 r. zorganizował pierwszą wyprawę na Islandię. Przebieg wyprawy był pomyślny, a zebrane materiały i przygotowane na ich podstawie publikacje

były bardzo obfite. W środowisku toruńskich geografów idea badań polarnych zakorzeniła się i w kilka lat później, w 1975 r., została zorganizowana wyprawa na Spitsbergen, która dała początek 7 następnym pod nazwą Toruńskie Wyprawy Polarne. W każdej z tych wypraw realizowane były w terenie pomiary meteorologiczne.

Ponadto, przedstawiciele Zakładu uczestniczyli w wyprawie na Antarktydę i do Afryki Wschodniej. Przy okazji prywatnego wyjazdu do Iraku pracownica Zakładu wykonała w okolicy Basry bardzo wartościowe obserwacje aktywno-metryczne i uzupełniające podstawowe pomiary meteorologiczne.

W sumie pracownicy Zakładu uczestniczyli w 12 wyprawach, podczas których realizowano, zgodnie z zasadami WMO, programy obserwacji meteorologicznych w zakresie co najmniej standardowym, a w niektórych — poszerzone o pomiary topo- i mikroklimatyczne (tab. 1).

Tabela 1. Zagraniczne wyprawy badawcze z udziałem pracowników Zakładu Klimatologii UMK i współzrzedne stacji meteorologicznych

Participation of the staff members of Department of Climatology UMK at the scientific expeditions abroad and geographical position of meteorological stations

Lp.	Rok	Czas trwania wyprawy	Czas trwania badań terenowych	Liczba osób
Islandia, Skeidararjökull, 63°58'N, 17°24'W, 115 m npm.				
	1968	5 VI – 8 IX	19 VI – 23 VIII	1
Spitsbergen, Ziemia Oskara II, 78°41'N, 11°51'E, 11 m npm.				
1	1975	13 VI – 27 IX	27 VI – 12 IX	1
2	1977	8 VII – 9 IX	18 VI – 29 VIII	1
3	1978	9 VII – 17 IX	17 VI – 8 IX	2
4	1979	22 VI – 19 IX	6 VII – 6 IX	3
5	1980	9 VI – 6 X	4 VII – 8 IX	2
6	1982	27 VII – 27 IX	13 VII – 10 IX	2
7	1985	14 VI – 25 IX	25 VI – 1 IX	2
8	1989	24 VI – 23 IX	7 VII – 8 IX	3
Antarktyda, Oaza Bungere, 6°16'S, 100°45'E, 29 m npm.				
	1978/1979	20 XI 78 – 15 V 79	15 I – 25 II 79	1
Irak, Al-Suwaib, 31°00'N, 47°25'E, 3 m npm.				
	1975	1 VI – 30 VI	5 VI – 25 VI	1
Afryka Wschodnia, Tanzania, Jez. Malawi, 9°27'S, 33°59'E, 470 m npm.				
	1968	24 X – 9 XII	14 XI – 27 XI	1

WYPRAWY POLARNE

Pracownicy Zakładu uczestniczyli w 10 wyprawach polarnych: w 8 na Spitsbergen, w jednej na Antarktydę i w jednej na Islandię (ze względu na badania prowadzone na przedpolu lodowców wyprawę islandzką zaliczono do grupy polarnych).

Program meteorologiczno-glaciologiczny Polskiej Wyprawy Glaciologicznej

na Islandię w 1968 r. przygotowywany był przez dr. Stanisława Baranowskiego z Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego i przez dr. Gabriela Wójcika z Zakładu Klimatologii UMK (oba w latach 1957–1959 uczestniczyli w Polskich Wyprawach Polarnych Międzynarodowego Roku Geofizycznego na Spitsbergen, w grupie glaciologicznej prof. dr. hab. Aleksandra Kosiby z Uniwersytetu Wrocławskiego). Ponieważ dr S. Baranowski nie uzyskał zgody na wyjazd zagraniczny, badania glaciologiczne i meteorologiczne w terenie organizował i realizował dr G. Wójcik.

Wyprawa na Islandię wyjechała z Gdyni okrętem hydrograficznym Marynarki Wojennej „O.H. Bałtyk” w dniu 5 czerwca 1968 r., a powróciła 8 września 1968 r. na pokładzie okrętu szkolnego Marynarki Wojennej „Gryf Pomorski”. Badania były prowadzone na Lodowcu Skeidarár i jego przedpolu. Lodowiec ten jest lobem wypływającym z czaszy Lodowca Vatna po jego południowej stronie. W ramach badań glaciologicznych prowadzono systematyczne pomiary ablacji w licznych punktach ustawionych w profilu podłużnym lodowca i w dwu profilach poprzecznych, z których jeden znajdował się w strefie czołowej, a drugi w środkowej części strefy ablacyjnej.

Natomiast obserwacje meteorologiczne (od 19 czerwca do 23 sierpnia) prowadzone były głównie za pomocą samopisów na stacji meteorologicznej zlokalizowanej na spłaszczonej powierzchni najstarszego łuku moren czołowych. Prowadzono rejestrację prędkości wiatru, temperatury i wilgotności względnej powietrza, usłonecznienia, promieniowania słonecznego całkowitego i rozproszonego oraz pomiary opadów atmosferycznych. Zebrano stosunkowo obszerny materiał dotyczący natężenia bezpośredniego promieniowania słonecznego w zakresie całego widma i w zakresie podczerwonym przy zastosowaniu filtra RG₂. Przy pomiarach kontrolnych pomocy udzielał, na zasadzie wzajemności, hydrolog wyprawy dr Zygmunt Churski. Na podstawie zebranego materiału dr G. Wójcik opublikował 7 artykułów i przygotował swoją rozprawę habilitacyjną (Wójcik 1976).

Toruńskie Wyprawy Polarne (TWP) na Spitsbergen odbywały się w okresie od 1975 r. do 1989 r. Terenem badań był ciekawy fragment Ziemi Oskara II (północno-zachodni Spitsbergen) o powierzchni około 100 km², ograniczony od północy Lodowcem Aavatsmarka, od południa Lodowcem Dahla, które schodzą do swoich zatok morskich. Od zachodu teren ten ograniczony jest cieśniną morską Forlandsundet o szerokości około 18 km szerokości; wzdłuż wybrzeża ciągnie się dość wąska (w najszerszym miejscu 4-kilometrowa) nizina Kaffiøya, która ku wschodowi przechodzi w masyw górski o urozmaiconej rzeźbie z najwyższą kulminacją 982 m n.p.m. Masyw ten pocięty jest dolinami wypełnionymi lodowcami.

Podczas każdej wyprawy prowadzono regularne standardowe obserwacje meteorologiczne w stacji zlokalizowanej na spłaszczonej powierzchni zewnętrzznego wału moren czołowych Lodowca Aavatsmarka. W I TWP, latem 1975 r., obserwacje meteorologiczne zorganizował magistrant Zakładu Klimatologii UMK, student IV roku geografii Jan Leszkiewicz (Leszkiewicz 1977).

W kolejnej, II TWP program meteorologiczny i glaciologiczny realizował doc. dr hab. G. Wójcik, kierownik Zakładu Klimatologii UMK (Wójcik 1982a).

Oprócz pomiarów standardowych udało się zebrać bardzo wartościowe, z całego dnia arktycznego, pomiary aktywności (Wójcik 1982b).

Począwszy od III TWP w 1978 r. zespół klimatologów powiększał się i w związku z tym rozszerzano program obserwacji. W tym roku rozpoczęto obserwacje meteorologiczne na Lodowcu Waldemara, na którym były prowadzone już badania glaciologiczne. Założono 2 stacje wyposażone w tygodniowe termohigrografy, jedną na czole lodowca, a drugą w jego strefie firnowej. Program meteorologiczno-glaciologiczny realizował doc. dr hab. G. Wójcik przy udziale dr Kazimierza Marciniaka (Wójcik i Marciniak 1983).

W ramach IV TWP w 1979 r. realizowano program meteorologiczny poszerzony o nowy punkt obserwacyjny zlokalizowany w środkowej części St. Jonsfjorden na Gjertsenodden i obsługiwany częściowo przez pracujących tam zespół geomorfologów oraz działających w składzie wyprawy alpinistów pod kierunkiem dr Leszka Zaleskiego z Klubu Wysokogórskiego w Toruniu. Prowadzono również pomiary grubości warstwy aktywnej (wieloletniej zmarzliny), a także udało się zebrać dość obfity materiał aktywności (Wójcik i Marciniak 1993). Program realizował dr K. Marciniak przy udziale studentów: Jerzego Kalinowskiego i Rajmunda Przybyłaka (Marciniak i Przybylak 1983).

W 1980 r. (V TWP) program obserwacji meteorologicznych rozszerzono o dodatkowe poziomy pomiarowe (50 cm nad poziomem gruntu) w stacji bazowej i na Lodowcu Waldemara. Założono też nowy punkt pomiarów termiczno-wilgotnościowych w górnej części strefy ablacyjnej Lodowca Elizy (około 350 m n.p.m.), na którym prowadzono też badania glaciologiczne. Program realizował dr K. Marciniak przy udziale R. Przybyłaka, a pomiary na Lodowcu Elizy odbywały się z udziałem mgr. Włodzimierza Marszelewskiego z Zakładu Hydrografii UMK (Marciniak i Przybylak 1991).

W 1982 r. (VI TWP) obserwacje prowadzono jak zawsze na stacji bazowej oraz w dwóch stacjach na Lodowcu Waldemara. Program realizował doc. dr hab. G. Wójcik przy udziale mgr. R. Przybyłaka i studenta Piotra Rydla (Wójcik i Przybylak 1991).

W kolejnej, VII TWP w 1985 r. pomiary meteorologiczne w stacji bazowej i na Lodowcu Waldemara realizowali dwaj magistranci Zakładu Klimatologii UMK Marek Kejna i Mirosław Dzieniszewski (Kejna i Dzieniszewski 1993).

Zapoczątkowane w 1978 r. stopniowe powiększanie liczby punktów obserwacyjnych wiązało się z podjęciem badań dotyczących przestrzennego różnicowania klimatu lokalnego. Na podstawie danych zebranych w terenie podczas pierwszych kilku wypraw został opublikowany wstępny artykuł na ten temat (Wójcik, Marciniak i Przybylak 1991). Wyróżniono wówczas na całym badanym obszarze 4 jednostki fizjograficzne z odpowiadającymi im mezoklimatami.

Podczas kolejnej, VIII TWP w 1989 r., założono 8 nowych punktów pomiarowych na wysokości 20 cm nad powierzchnią czynną, wyposażonych w termometry ekstremalne. Bardzo obszerny program obserwacyjny tej wyprawy realizowali dr K. Marciniak, dr R. Przybylak i mgr M. Kejna. Zebrane materiały pozwoliły wstępnie wyodrębnić, w ramach mezoklimatów, także topo-, a nawet mikroklimaty. Mapę wyróżnionych jednostek klimatycznych oraz ich krótki opis przedstawiono w obszernym artykule (Wójcik i inni 1993).

Dotychczasowe badania meteorologiczne pozwoliły, przynajmniej wstępnie, udokumentować w kategoriach ilościowych przestrzenne zróżnicowanie klimatu w omawianym, bardzo urozmaiconym fizjograficznie terenie w zależności od: rodzaju podłoża (wodnego, lądowego, śnieżno-lodowcowego), wysokości nad poziomem morza, rzeźby, zachmurzenia i panującej cyrkulacji powietrza.

Zróżnicowanie przestrzenne klimatu w środowisku polarnym, w cyklu rocznym, najsilniej zaznacza się w lecie, najslabiej w zimie, gdy pokrywa śnieżna zapewnia jednorodność termiczno-wilgotnościową podłoża. Prowadzone na Spitsbergenie badania dostarczyły pewną ilość danych, na podstawie których można opisać — także w kategoriach ilościowych — dość skomplikowany proces różnicowania się klimatu w mezo-, topo- i mikroskali.

W 1978 r. kierownik Zakładu Klimatologii doc. dr hab. G. Wójcik wziął także udział w II Polskiej Kontynentalnej Wyprawie Antarktycznej do Stacji A.B. Dobrowolskiego w Oazie Bungera (wschodnia Antarktyda). Wyprawa wyjechała z Gdyni 20 listopada 1978 r. na pokładzie statku Polskich Linii Oceanicznych ms „Zawichost”, a powróciła statkiem Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni ms „Garnuszewski” 15 maja 1979 r. Z powodu różnych trudności technicznych pobyt wyprawy w Stacji A.B. Dobrowolskiego był krótki, a obserwacje meteorologiczne przeprowadzono w okresie od 23 stycznia do 20 lutego 1979 r. (Wójcik 1988). Podczas pobytu w Oazie Bungera i w Obserwatorium Mirnyj wykonano kilkunastokrotnie serie pomiarów aktynometrycznych. Pomiary te kontynuowano w drodze powrotnej, co pozwoliło na uzyskanie bardzo wartościowych obserwacji z Zatoki Adeńskiej, Morza Czerwonego (prowadzonych na redach Dżeddy i Suez), środkowej i zachodniej części Morza Śródziemnego oraz Atlantyku na wysokości Lizbony.

INNE WYPRAWY

W 1975 r. asystentka Zakładu Klimatologii mgr Halina Ziemińska przebywała w Iraku, w bazie polskiego Przedsiębiorstwa Melioracyjnego, w miejscowości Al-Suwaib, położonej na prawym brzegu Tygrysu, nieco powyżej połączenia z Eufratem ($\varphi = 3100'N$, ($\lambda = 4725'E$, $h = 3$ m n.p.m.). H. Ziemińska zorganizowała tutaj stację aktynometryczno-meteorologiczną działającą od 5 do 26 czerwca 1975, a w dniach 7 i 9 czerwca 1975 r. prowadziła codzinne, całodobowe obserwacje dotyczące bilansu radiacyjnego i jego składowych oraz wybranych elementów meteorologicznych przydatnych do interpretacji zagadnień bilansowych (Wójcik i Ziemińska 1993).

Asystent Zakładu mgr R. Przybylak w 1986 r. uczestniczył w Wyprawie Naukowej „Tanganika 1986” do Afryki Wschodniej nad jezioro Malawi i tam w ciągu kilkunastu dni prowadził podstawowe obserwacje meteorologiczne (Przybylak 1993).

Udział pracowników i magistrantów Zakładu Klimatologii UMK w badaniach zagranicznych był bardzo owocny. Zebrane materiały posłużyły do przygotowania 1 rozprawy habilitacyjnej, 1 pracy doktorskiej, 2 prac magisterskich oraz około 80 artykułów i doniesień.

Wyprawy — to specyficzna forma realizacji badań naukowych. Udział w pracach organizacyjnych, znoszenie trudów podróży, biwakowanie w trudnych niejednokrotnie warunkach, pokonywanie pieszo dalekich, niełatwych tras, przebywanie przez dłuższe okresy w jednym zespole i współodpowiedzialność za dobrą, koleżeńską atmosferę — to wszystko sprzyja także wzmocnieniu u uczestników pozytywnych cech charakteru.

LITERATURA

- Kejna M., Dzieniszewski M. 1993, *Warunki meteorologiczne na Kaffioyra (NW Spitsbergen) w okresie 26 VI–31 VIII 1985 roku*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 24, 43–54.
- Leszkiewicz J. 1977, *Meteorological conditions in the northern part of Kaffioyra Plain during the period from July 1 to August 31, 1975*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 13, 97–111.
- Marciniak K., Przybylak R. 1983, *Meteorological conditions in the Kaffioyra (NW Spitsbergen) since 7th July to 5th September 1979*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 18, 113–123.
- 1991, *Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffioyra (NW Spitsbergen) w okresie 5 VII–7 IX 1980 r.*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 22, 97–107.
- Przybylak R. 1993, *Warunki meteorologiczne w Matemie (Tanzania Południowa) w okresie 16–26 XI 1986 r.*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 24, 147–158.
- Wójcik G. 1976, *Zagadnienia klimatologiczne i glaciologiczne Islandii*, UMK, Toruń.
- 1982a, *Meteorological conditions at the Kaffioyra Plain — Spitsbergen from 21st July to 28th August 1977*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 16, 151–166.
- 1982b, *Transparency of atmosphere and intensity of direct solar radiation at Kaffioyra Plain — Spitsbergen, in summer 1977*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 16, 167–184.
- 1988, *Temperature of active layer at Bunger Oasis in Antarctica in summer 1978–1979*, (in:) *V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, 2–5.08.1988*, 505–510.
- Wójcik G., Marciniak K. 1983, *Meteorological conditions in the Kaffioyra Plain (NW Spitsbergen) since 21st July to 7th September 1978*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 18, 99–123.
- 1993, *Diurnal pattern of direct solar radiation in summer at Spitsbergen*, (w:) *Działalność naukowa Profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja — Sympozjum w Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń, 16–17 września 1993 r.*, 122–123.
- Wójcik G., Przybylak R. 1991, *Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffioyra (NW Spitsbergen) w okresie 14 lipca–9 września 1982 r.*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 22, 109–124.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R. 1991, *Mezoklimatyczne i topoklimatyczne jednostki w regionie Kaffioyry (NW Spitsbergen)*, Acta Univ. Wratisl., 1213, Prace Inst. Geogr., ser. A, V, 323–342.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., Kejna M. 1993, *Mezo- i topoklimaty północnej części regionu Kaffioyry (Ziema Oskara II, NW Spitsbergen)*, (w:) *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej „Spitsbergen ’89”*, UMK Toruń.
- Wójcik G., Ziemińska H. 1993, *Diurnal pattern of radiation balance and its components in the summer season at Al-Suwaib (Southern Iraq)*, (w:) *Działalność naukowa Profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja — Sympozjum w Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń, 16-17 września 1993 r.*, 128.

STUDIUM PORÓWNAWCZE KLIMATU POLSKI, IRAKU I WIETNAMU

COMPARATIVE STUDY OF CLIMATE OF POLAND, IRAQ AND VIETNAM

MARIA STOPA-BORYCZKA

Zakład Klimatologii, Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Abstract. The aim of the study reported is to determine the characteristic and singular features of the climate of Poland (average coordinates: φ — 52°N, λ — 19°E, 220 m H), Iraq (φ — 33°N, λ — 42°E, 1800 m H) and Vietnam (φ — 16°N, λ — 106°E, 1000 m H), resulting from the location of these countries in various geographical and climatic zones. Dependence of such climatic elements as air temperature (t), water vapour pressure (e), precipitation (Op) and wind velocity (v) upon latitude (φ) and longitude (λ) as well as elevation above the sea level (H) was analysed. The study was based on the results of measurements performed during the 1971–1980 period. The measures of influence of the most important geographical factors on climate are constituted by the three components of the gradient of the field of meteorological variables y (φ , λ , H): meridional, $\frac{\partial y}{\partial \varphi}$, parallel, $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$, and hypsometric, $\frac{\partial y}{\partial H}$ defined through the equation of the regression hyperplane (partial regression coefficients).

Key words: temperature field, meridional gradient, parallel gradient, hypsometric gradient, regression hyperplane equation.

WPROWADZENIE

Celem opracowania jest określenie cech charakterystycznych i osobliwych klimatu Polski (o średnich współrzędnych: φ — 52°N, λ — 19°E, 220 m H), Iraku (φ — 33°N, λ — 42°E, 1800 m H) i Wietnamu (φ — 16°N, λ — 106°E, 1000 m H), wynikających z ich położenia w różnych strefach geograficznych i klimatycznych.

Zbadano zależność takich elementów klimatologicznych, jak temperatura powietrza (t), ciśnienie pary wodnej (e), opady atmosferyczne (Op) i prędkość wiatru (v) od szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H).

Problem rozwiązano na podstawie wyników pomiarów wykonanych w dziesięcioleciu 1971–1980 na stacjach meteorologicznych polskiego Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz irackiej i wietnamskiej Służby Hydro-

logiczno-Meteorologicznej. Materiały źródłowe zebrano w ramach prac doktorskich pt. *Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku* (Badr Jaddoa Ahmed 1987) i *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu* (Nguyen Van Than 1990).

ZALEŻNOŚĆ ELEMENTÓW KLIMATOLOGICZNYCH OD SZEROKOŚCI GEOGRAFICZNEJ NA PÓŁKULI PÓŁNOCNEJ

Najistotniejsze cechy klimatu badanych krajów opisują roczne wahania podstawowych elementów klimatologicznych (tab. 1). Średnie wartości elementów klimatologicznych w latach 1971–1980 są wynikiem kompleksowego wpływu czynników geograficznych na intensywność obiegu ciepła i pary wodnej oraz cyrkulacji atmosferycznej w umiarkowanych szerokościach geograficznych Europy Środkowej, podzwrotnikowych — Azji Południowo-Zachodniej i międzyzwrotnikowych — Azji Południowo-Wschodniej.

Tabela 1. Zakres rocznych zmian elementów klimatologicznych w Polsce, Wietnamie i Iraku w latach 1971–1980

The range of annual changes of climatic elements in Poland, Vietnam and Iraq in 1971–1980

Elementy	Polska		Wietnam		Irak	
	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.
t (°C)	-3,4	17,3	18,4	26,5	8,4	33,1
e (hPa)	4,5	15,6	17,5	28,5	8,5	12,8
f (%)	72	88	79	85	23	71
Op (mm)	32,4	103,9	23,0	313,0	0,0	65,7
v (m s ⁻¹)	2,7	4,1	1,6	2,4	2,1	3,6

t — średnia temperatura powietrza, e — ciśnienie pary wodnej, f — wilgotność względna,

Op — sumy opadów atmosferycznych, v — prędkość wiatru

t — average air temperature, e — water vapour pressure, f — relative humidity,

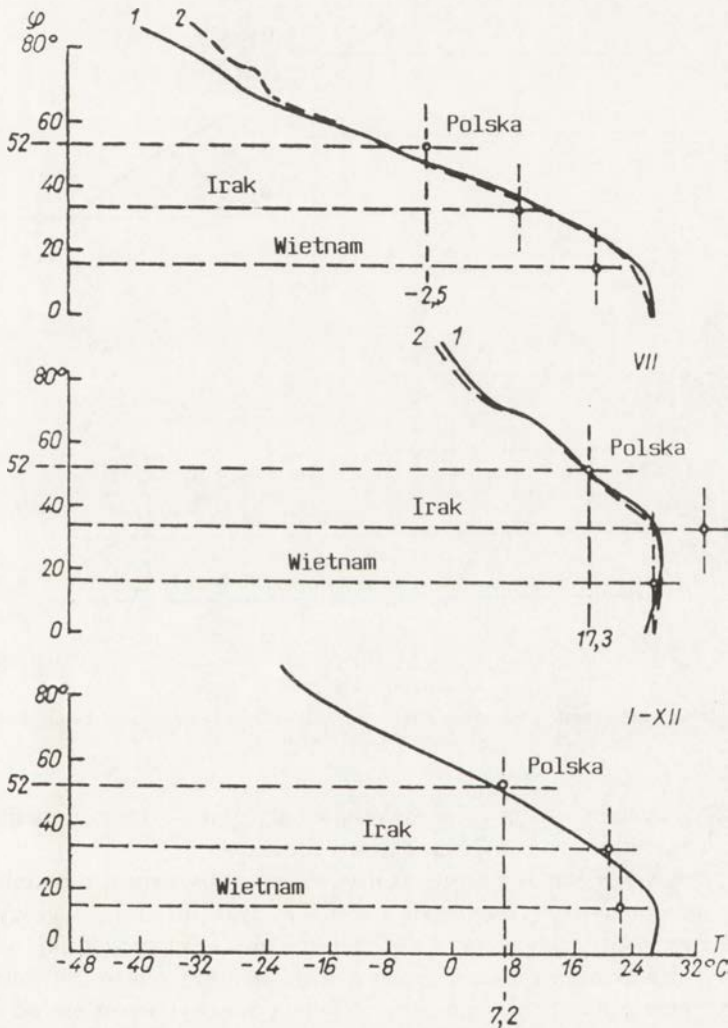
Op — precipitation, v — wind velocity

Szerokość geograficzna determinuje przede wszystkim strefowość klimatu. Od niej zależy dopływ promieniowania słonecznego, związany z wysokością Słońca oraz z długością dnia w poszczególnych porach roku. Energia słoneczna absorbowana przez powierzchnię Ziemi wpływa na intensywność procesów fizycznych zachodzących w atmosferze, a więc warunkuje pola zmiennych meteorologicznych. Astrefowość klimatu badanych krajów zależy przede wszystkim od ukształtowania ich powierzchni, a szczególnie od wysokości nad poziomem morza oraz odległości Polski od Oceanu Atlantyckiego, a Wietnamu od sąsiedztwa Morza Południowochińskiego.

Porównano także średnie arytmetyczne wartości podstawowych elementów klimatologicznych: temperatury powietrza, ciśnienia pary wodnej oraz opadów atmosferycznych z całego obszaru Polski, Iraku i Wietnamu (\bar{y}) z przeciętnym stanem atmosfery dla odpowiednich równoleżników: $\varphi = 52^\circ$, $\varphi = 33^\circ$, $\varphi = 16^\circ\text{N}$.

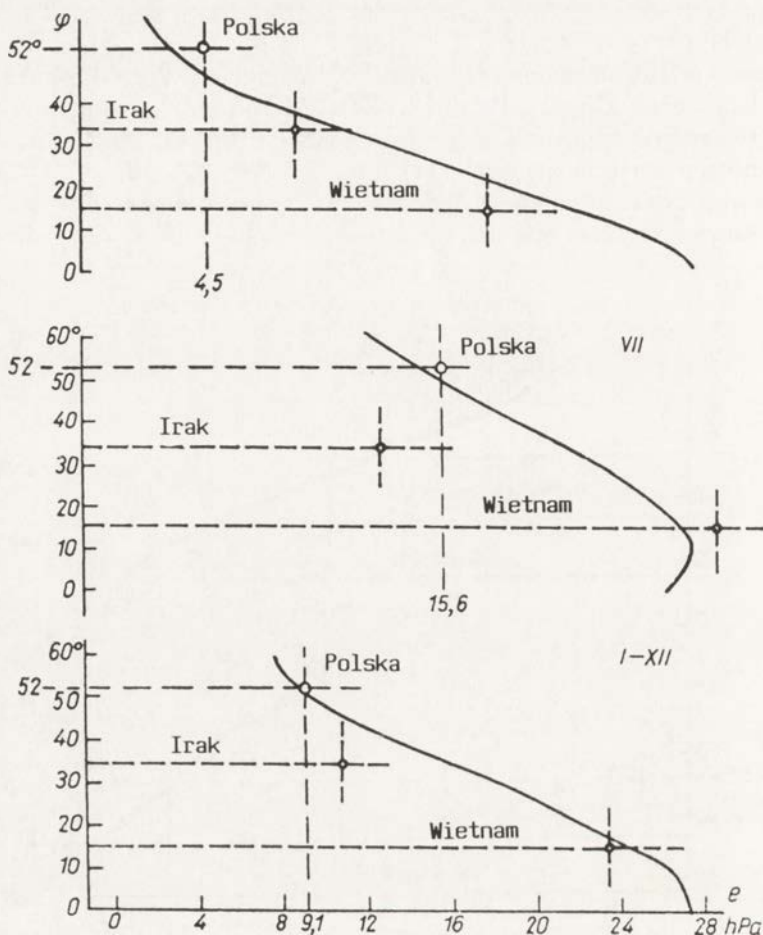
Zależność tych zmiennych od szerokości geograficznej na półkuli północnej przedstawiają krzywe $\bar{\varphi}(\varphi)$ (ryc. 1–3), które opracowano na podstawie danych z podręcznika S.P. Chromova (1969) i G.N. Vitvickiego (1980). Miarą odrębności (osobliwości) klimatu Polski, Iraku i Wietnamu są różnice $\Delta y = \bar{y} - \bar{Y}$, gdzie \bar{Y} to średnie odpowiadające równoleżnikom Polski, Iraku i Wietnamu, otrzymane z przecięcia krzywej $\bar{Y}(\varphi)$ linią $\varphi = 52^\circ, 33^\circ, 16^\circ$.

Ponieważ zmienne meteorologiczne, zwłaszcza temperatura powietrza, w umiarkowanych szerokościach wykazują sinusoidalne wahania o dość dużej



Ryc. 1. Zależność temperatury powietrza (t) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok (według Chromova — 1 i Vitvickiego — 2)

Dependence of air temperature (t) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov — 1 and Vitvicki — 2)

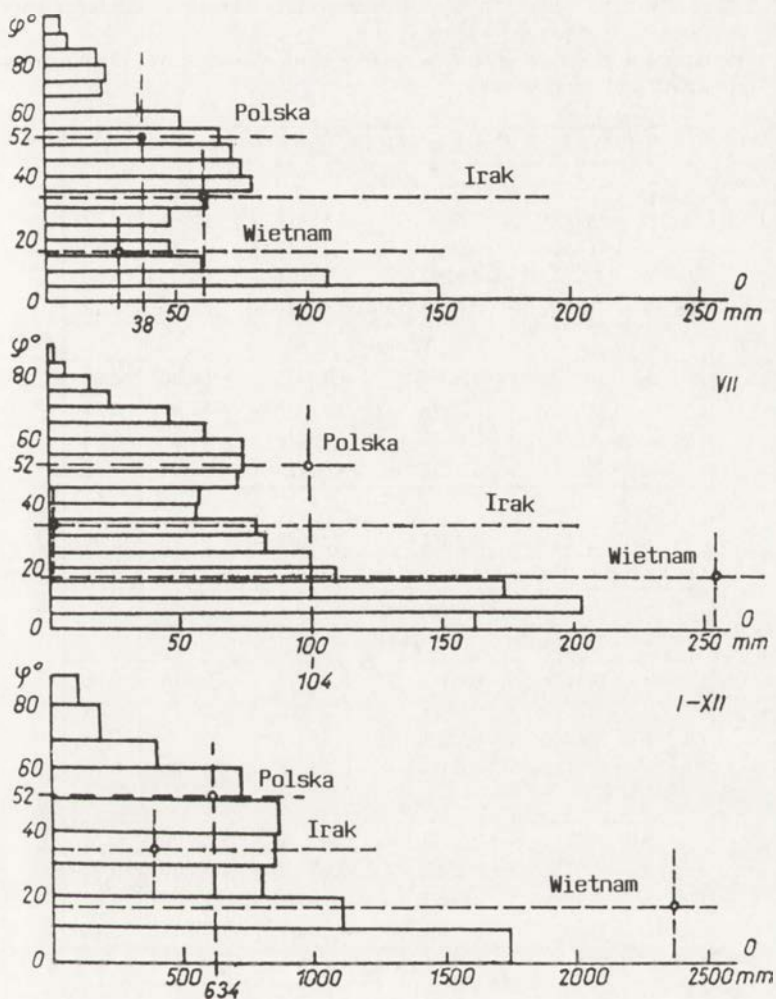


Ryc. 2. Zależność ciśnienia pary wodnej (e) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok

Dependence of vapour pressure (e) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year

amplitudzie, wyróżniono miesiące skrajne: styczeń — reprezentujący zimę i lipiec — charakterystyczny dla lata oraz rok.

Na przykład Polska, w porównaniu z innymi obszarami o podobnym położeniu geograficznym wyróżnia się przede wszystkim zimą, wyższymi wartościami temperatury powietrza (o $4,7^\circ\text{C}$) i ciśnienia pary wodnej (o $1,8\text{ hPa}$) oraz niższymi wartościami sum opadów atmosferycznych (o 29 mm). Latem natomiast przeciętny stan atmosfery w Polsce niezbyt różni się od średnich wartości zmiennych meteorologicznych w otoczeniu równoleżnika 52° . Roczne sumy opadów atmosferycznych w Polsce są mniejsze o 100 mm od normy strefowej ($\varphi = 52^\circ$) równej 734 mm .



Ryc. 3. Zależność sum opadu atmosferycznego (Op) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok

Dependence of precipitation (Op) upon latitude within northern hemisphere: January, July, year

EMPIRYCZNE RÓWNIANIA KLIMATU POLSKI, IRAKU i WIETNAMU

Następnie dokonano oddzielenia zmian elementów klimatologicznych uwarunkowanych położeniem geograficznym od zmian wywołanych ukształtowaniem powierzchni badanych krajów. W tym celu pola zmiennych meteorologicznych opisano równaniami hiperpłaszczyzn regresji względem szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). Przykłady zawiera tabela 2.

Tabela 2. Równania hiperpłaszczyzn regresji temperatury powietrza, ciśnienia pary wodnej, sum opadów i prędkości wiatru
Equations of the regression hyperplanes of air temperature, vapour pressure, precipitation and wind velocity

Półrocze chłodne							R		
Polska									
t	=	- 0,396 φ	- 0,262 λ	- 0,455 H	+	28,24	0,97		
e	=	- 0,086 φ	- 0,052 λ	- 0,160 H	+	11,84	0,95		
Op	=	2,157 φ	- 0,829 λ	+	4,430 H	- 65,80	0,90		
v	=	0,505 φ	+	0,021 λ	+	0,407 H	- 23,85	0,72	
Wietnam									
t	=	-0,678 φ	- 0,200 λ	- 0,487 H	+	54,90	0,98		
e	=	- 0,592 φ	- 0,227 λ	- 0,522 H	+	55,80	0,92		
Op	=	- 3,824 φ	+	3,693 λ	- 3,604 H	- 299,50	0,35		
v	=	0,031 φ	+	0,341 λ	+	0,017 H	- 34,94	0,53	
Irak									
t	=	- 0,545 φ	+	0,265 λ	- 0,350 H	+	21,70	0,97	
Op	=	65,103 φ	+	65,566 λ	+	49,300 H	- 4931,00	0,93	
Półrocze ciepłe							R		
Polska									
t	=	- 0,463 φ	+	0,031 λ	- 0,622 H	+	38,19	0,98	
e	=	- 0,280 φ	+	0,037 λ	- 0,330 H	+	26,73	0,97	
Op	=	- 1,440 φ	+	0,700 λ	+	5,525 H	+	119,32	0,93
v	=	0,376 φ	- 0,005 λ	+	0,270 H	- 17,00	0,70		
Wietnam									
t	=	- 0,025 φ	+	0,045 λ	- 0,594 H	+	23,30	0,98	
e	=	- 0,015 φ	- 0,239 λ	- 0,776 H	+	56,00	0,95		
Op	=	1,736 φ	- 24,047 λ	+	7,184 H	+	274,50	0,66	
v	=	0,080 φ	+	0,286 λ	- 0,001 H	- 30,13	0,46		
Irak									
t	=	- 0,214 φ	+	0,498 λ	- 0,380 H	+	15,39	0,94	

Miarami oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na klimat są składowe: południkowa, równoleżnikowa i hipsometryczna gradientu pola ($\frac{\partial y}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial y}{\partial H}$), czyli współczynniki regresji cząstkowej. Gradient pola temperatury powietrza wskazuje, iż w półroczu chłodnym temperatura obniża się ku północy Polski o 0,4°C na 1° φ (Wietnamu o 0,7°C na 1° φ), w kierunku wschodnim Polski maleje o 0,3°C na 1° λ (Wietnamu o 0,2°C na 1° λ) i spada o 0,5°C na 100 m ze wzrostem wysokości nad poziomem morza w Polsce i Wietnamie.

Zakres rocznych zmian gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych temperatury powietrza, ciśnienia pary wodnej, sum opadów i prędkości wiatru przedstawia tabela 3.

Tabela 3. Zakres rocznych zmian gradientów południkowych, równoleżnikowych i hipsometrycznych temperatury powietrza
 The ranges of annual changes of meridional, parallel and hypsometric gradients of air temperature, vapour pressure, precipitation and wind velocity

Elementy <i>y</i>	Gradienty południkowe $\frac{\partial y}{\partial \varphi}$	Gradienty równoleżnikowe $\frac{\partial y}{\partial \lambda}$	Gradienty hipsometryczne $\frac{\partial y}{\partial H}$
Polska			
<i>t</i>	-0,67 ÷ -0,27	-0,29 ÷ 0,16	-0,69 ÷ 0,38
<i>e</i>	-0,41 ÷ 0,00	-0,09 ÷ 0,12	-0,42 ÷ -0,12
<i>Op</i>	-4,25 ÷ -0,42	-3,09 ÷ 0,78	3,20 ÷ 7,83
<i>v</i>	-0,53 ÷ 0,31	-0,02 ÷ 0,03	0,23 ÷ 0,46
Wietnam			
<i>t</i>	-0,90 ÷ 0,12	-0,31 ÷ 0,13	-0,66 ÷ -0,41
<i>e</i>	-0,94 ÷ 0,34	-0,59 ÷ 0,20	-0,78 ÷ -0,54
<i>Op</i>	-15,69 ÷ 17,48	-48,41 ÷ 35,56	-10,31 ÷ 13,51
<i>v</i>	-0,03 ÷ 0,11	0,25 ÷ 0,40	-0,66 ÷ 0,04
Irak			
<i>t</i>	-0,78 ÷ 0,15	0,17 ÷ 0,51	-0,52 ÷ -0,25
<i>Op</i>	0,00 ÷ 12,87	0,00 ÷ 13,63	0,00 ÷ 9,37

Pola zmiennych meteorologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni — wysokość nad poziomem morza. Miarą tej deformacji są gradienty hipsometryczne. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza obserwuje się spadek temperatury i ciśnienia pary wodnej niezależnie od pory roku i położenia kraju. Gradienty hipsometryczne sum opadów atmosferycznych w Wietnamie zmieniają znak w ciągu roku z ujemnego w miesiącach zimowych na dodatni w letnich, a prędkości wiatru przeciwnie, natomiast w Polsce przez cały rok są one dodatnie.

Należy zauważyć, iż gradient hipsometryczny temperatury powietrza (przeciętny na obszarze Polski, Iraku i Wietnamu) jest zbliżony w niektórych miesiącach do gradientu wilgotnoadiabatycznego (-0,5°C na 100 m). Ponadto gradienty hipsometryczne mają dużą amplitudę roczną — istotną na poziomie 5%.

Gradient horyzontalny pola — wektor według równania hiperpłaszczyzny regresji — wskazuje natomiast kierunek wzrostu zmiennej meteorologicznej po wyeliminowaniu wpływu wysokości nad poziomem morza. W przypadku pola temperatury powietrza jest to gradient horyzontalny zredukowany do poziomemu morza.

Dokładność aproksymacji pól elementów meteorologicznych równaniami hiperpłaszczyzn regresji jest duża. Według testu Fishera-Snedecora wszystkie współczynniki korelacji wielokrotnej są istotne na poziomie ufności 95%. Na podstawie testu T-Studenta w większości miesięcy gradienty hipsometryczne (współczynniki korelacji cząstkowej względem *H*) są istotne na poziomach ufności 95 lub 90%. Stąd wniosek, że w populacji generalnej istnieje zależność pól zmiennych meteorologicznych od wysokości nad poziomem morza. W po-

równaniu do wysokości nad poziomem morza oraz szerokości geograficznej długość geograficzna jest czynnikiem wywierającym znacznie mniejszy wpływ na pola elementów klimatologicznych w badanych krajach.

Określenie zakresu oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych ma istotne znaczenie w modelowaniu przestrzenno-czasowych zmian klimatu w szerokościach umiarkowanych, podzwrotnikowych i międzyzwrotnikowych.

LITERATURA

- Badr Jaddoa Ahmed 1987, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku* (maszynopis w Zakładzie Klimatologii WGiSR UW w Warszawie).
- Chromov S.P. 1969, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Nguyen Van Than 1990, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu* (maszynopis w Zakładzie Klimatologii WGiSR UW w Warszawie).
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E. 1989, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. V, *Z badań klimatu Polski*, Wyd. UW, Warszawa.
- Vitvickij G.N. 1980, *Zonalnost' klimata Zemli*, Moskva.

POLSKIE BADANIA KLIMATOLOGICZNE W MONGOLII W OKRESIE 1974–1988

POLISH CLIMATOLOGICAL INVESTIGATIONS IN MONGOLIA
DURING THE PERIOD 1974–1988

JÓZEF SKOCZEK

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Abstract. The author reports the historical review of Polish climatological investigations carried out in the frame of Polish-Mongolian Physico-Geographical Expeditions into Mongolia. In the period 1974–1988 Polish geographers organized several joint expeditions aimed at identification of environmental elements and physico-geographical processes in different regions of Mongolia. Detailed complex research were carried out in the areas typical for different climatic-vegetation zones or vertical zones. Important contribution was made by the expedition members to the knowledge of the following main questions: meso-, micro- and topoclimatology, structure of the radiation and energy budget, summer thermal and humidity phenomena along a vertical profile in the mountains, diurnal variations of the climatic and weather elements, evapotranspiration, bioclimatology etc. Results of studies of those expeditions are successively published. This paper is a review of those studies as to end of 1994.

Key words: Polish climatological investigations, history of investigations, Mongolia.

WSTĘP

Dotychczasowe wiadomości o klimacie ogromnego obszaru Mongolii z natury rzeczy są bardzo ogólnikowe. Na tym rozległym i zróżnicowanym hipsometrycznie obszarze działa współcześnie stosunkowo niewiele stacji meteorologicznych. Serie materiałów zebrane na nich nie są, niestety, jednakowo długie dla wszystkich mierzonych elementów klimatycznych (obejmują okresy od 5 do ponad 45 lat), a zaczynają się około roku 1940. Materiały te przedstawiają niektóre cechy klimatu Mongolii i nie ilustrują pewnych zjawisk ekstremalnych, często dla gospodarki niebezpiecznych, z którymi należy się liczyć w warunkach tego zróżnicowanego pod względem przyrodniczym kraju.

Wybrane dane klimatologiczne są sporadycznie publikowane w kolejno wydawanych (od roku 1975) Rocznikach Statystycznych MRL, czy też są zestawione w innych opracowaniach (*Klimatičeskij spravocnik MNR*, 1971,

Klimatičeskij spravočnik Zarubežnoj Azii, część I i II, 1974, *Klimaty Zarubežnoj Azii*, 1975, *Agroklimatičeskij spravočnik MNR*, 1977, *Atlas resursov klimata i poverchnostnych vod MNR*, 1984, *Gelioenergetičeskij kadastr MNR*, 1985).

W roku 1977 ukazała się przeglądowa mapa klimatu Mongolii w skali 1:2 500 000. Mapa ta obrazuje rozkład przestrzenny podstawowych elementów klimatu i podział terytorium Mongolii na krainy klimatyczno-przyrodnicze.

Pewne elementy klimatu (temperatura i wilgotność powietrza, opad, wiatr) i czynniki kształtujące ten klimat (na przykład działalność cyrkulacji monsunowej) są opisane w nielicznych pracach kilku autorów mongolskich, w zeszytach naukowych wydawanych przez Mongolską Akademię Nauk. Są one opublikowane w języku mongolskim, przez co dostęp do nich jest ograniczony.

Najnowsze informacje o klimacie Mongolii można znaleźć w *Narodowym Atlasie Mongolii* (opublikowanym w 1990 roku), w którym znajduje się 29 mapek o treści klimatologicznej; wykorzystano w nich dane z 33 stacji pomiarowych.

Znaczący wkład do wiedzy o klimacie Mongolii wnieśli, w różnych latach, badacze rosyjscy. Należą do nich: I.A. Berešneva, M.K. Gavrilova, A.G. Kadyrova, C.A. Kondrateva, A.I. Neuškina, M.V. Rossomachin, M.K. Ždanowa i G.H. Vitvickij. Ich publikacje dotyczą głównie zagadnień ogólniejszych, na przykład — cyrkulacji atmosferycznej lub rozkładu przestrzennego opadu, ciepła i wilgoci na terytorium Mongolii.

Jednak podstawowym źródłem wiadomości o klimacie Mongolii pozostaje do dzisiaj praca N. Badarča *Mongoł Orny Uur Amsgał (Klimat Mongolii)*, wydana w 1971 roku. Stanowi ona syntetyczne ujęcie dostępnych autorowi danych o klimacie Mongolii i ich naukową analizę. Jest to jednak opracowanie w pewnym sensie już historyczne i nie spełniające wymogów współczesnych potrzeb, szczególnie dla gospodarki narodowej.

Jak wygląda — na przedstawionym wyżej tle — polski wkład wniesiony do poznania klimatu Mongolii, jako wynik badań dokonanych w okresie 1974–1988?

POLSKIE EKSPEDYCJE GEOGRAFICZNE „TRANSMONGOLIA”

Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN w Krakowie zorganizował w roku 1974 badania fizycznogeograficzne w Mongolii. W programie badań uwzględniono również pomiary klimatologiczne i meteorologiczne. Pierwsza Polsko-Mongolska Fizycznogeograficzna Ekspedycja Naukowa udała się do południowego regionu gór Changaj, zajmującego centralne położenie na terytorium Mongolii. Badania klimatologiczne prowadził wówczas dr T. Niedźwiedź przy pomocy kolegów mongolskich.

Ekspedycja zakończyła się pełnym sukcesem naukowym, co stanowiło podstawę do podjęcia w 1975 r. następnej wyprawy w ten sam region, a w przyszłości — do dalszych badań prowadzonych już na innych obszarach Mongolii i wreszcie — do zorganizowania stałej stacji naukowo-badawczej w Gurwan Turuu.

Tym kolejnym poczynaniom przyświecała myśl zorganizowania pomiarów w taki sposób, aby były one zlokalizowane w miejscach reprezentatywnych dla głównych jednostek klimatyczno-roślinnych Mongolii.

Miejsca badań kolejnych wypraw:

- 1974: południowe zbocza Changaju ($\varphi \approx 47^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 100^\circ\text{E}$, $H = 1900\text{--}3300$ m n.p.m.), kotlina Bajannuuriyn Hotgor, dolina rzeki Cagaan-Turutujn goł — strefy górskiej tundry i górskiego stepu, okres badań: VI–VII.
- 1975: a) południowe zbocza Changaju, dolina rzeki Cagaan-Turutujn goł, dolina Sant — strefa przejściowa od górskiego stepu do lasostepu, okres badań: VI–VIII;
b) Wyżyna Środkowochałchaska, stacja Gurwan Turuu ($\varphi = 47^\circ\text{N}$, $\lambda = 100^\circ\text{E}$, $H = 1300$ m n.p.m.) — strefa suchego wyżynnego stepu, okres badań: VII–XII.
- 1976: a) południowe zbocza Changaju, kotlina Bajannuuriyn Hotgor, dolina rzeki Cagaan-Turutujn goł — strefa górskiego stepu, okres badań: IV;
b) Wyżyna Środkowochałchaska, stacja Gurwan Turuu i jej okolice ($H = 1300\text{--}1600$ m n.p.m.) — strefa suchego wyżynnego stepu, okres badań: I–VII;
c) doliny rzek Chantaju ($\varphi \approx 49^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 102\text{--}104^\circ\text{E}$, $H = 1700\text{--}2000$ m n.p.m.), zlewnia rzeki Bajan goł, odcinki dolin rzek Egijn goł, Selenge mōrōn, Charaa goł, Cherlen goł — strefy lasostepu i stepu suchego, okres badań: VII–VIII.
- 1977: a) Wyżyna Środkowochałchaska, stacja Gurwan Turuu i jej okolice, okres badań: VII;
b) doliny rzek Chantaju: Bajan goł, Egijn goł, Selenge mōmōn, okres badań: VI–VII;
c) zachodnie zbocza Chenteju ($\varphi \approx 48^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 107^\circ\text{E}$, $H = 1200\text{--}1500$ m n.p.m.), zlewnie rzek Sugnuguriyn goł i Bajan goł, część dorzecza Charaa goł, kotlina Batsumber — strefy suchego górskiego stepu, stepu łąkowego górskiego, lasostepu, okres badań: VI–VIII;
d) Płaskowyż Ich nart uuł, Kotlina Ulaan nuruu ($\varphi \approx 46^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 109^\circ\text{E}$, $H = 1000\text{--}1300$ m n.p.m.) — strefy stepu pustynnego i półpustyni, okres badań: VI–VII.
- 1978: a) Wyżyna Środkowochałchaska, stacja Gurwan Turuu i jej okolice, okres badań: V–VIII;
b) doliny rzek Chantaju (jak w roku 1976–1977), okres badań: V–VII;
c) wschodnie zbocza Chenteju ($\varphi \approx 48^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 108^\circ\text{E}$, $H = 1500\text{--}1600$ m n.p.m.), dolina rzeki Dumdabajdałag goł — strefy suchego górskiego stepu, górskiego stepu łąkowego, lasostepu, suchego stepu wyżynnego, okres badań: VI–VII;
d) Płaskowyż Ich nart uuł, Kotlina Ulaan nuruu, okres badań: V–VII.
- 1979: Wyżyna Środkowochałchaska, stacja Gurwan Turuu i jej okolice, okres badań: VII–VIII.
- 1987: wschodnie zbocza Chenteju ($\varphi \approx 48^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 107^\circ 30'\text{E}$, $H = 1300\text{--}1600$ m n.p.m.), dolina rzeki Terelż goł, okolice Cagaanarał — strefa suchego stepu wyżynnego, okres badań: VIII.

1988: wschodnie zbocza Chenteju ($\varphi \approx 48^\circ\text{N}$, $\lambda \approx 108^\circ\text{E}$, $H = 1400\text{--}2100$ m npm.), dolina Bajanbułag, zbieg rzek Terelż goł i Tuuł goł — strefy suchego stepu wyżynnego i lasostepu, okres badań: VIII.

Podstawowym celem wszystkich tych ekspedycji było prześledzenie i poznanie — w skali lokalnej — współczesnych procesów krążenia energii i materii w kontynentalnych warunkach klimatycznych, przejawiających się bardzo dużymi amplitudami dobowymi i rocznymi temperatury powietrza, jego małą wilgotnością względną, niewielką ilością opadów, silnymi wiatrami i występowaniem wiecznej zmarzliny na znacznych obszarach Mongolii.

Mimo tak określonego wspólnego zadania, organizacja badań w terenie przez poszczególne polskie ekipy ekspedycyjne była w zasadzie dowolna. Zmieniające się w ciągu kolejnych lat zespoły klimatologów pochodzących z różnych instytucji miały pełną swobodę wyboru celu i zakresu badań. W związku z tym był on — najogólniej mówiąc — wyrazem tematyki badawczej uprawianej w poszczególnych ośrodkach naukowych i osobistych zainteresowań naukowych uczestników badań; był wreszcie pewnym kompromisem na rzecz możliwości aparaturowo-technicznych i organizacyjnych.

W omawianym okresie przebywało w Mongolii łącznie 15 klimatologów reprezentujących następujące ośrodki (Zakłady, Katedry Klimatologii):

- Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie,
- Zakład Ochrony Przyrody i Zasobów Naturalnych PAN w Krakowie,
- Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie,
- Instytut Geografii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
- Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie,
- Instytut Nauk Fizycznogeograficznych Uniwersytetu Warszawskiego.

Oprócz klimatologów, pomiary pewnych wybranych parametrów klimatologicznych prowadzili w czasie ekspedycji — dla swoich celów — polscy geografowie-hydrolodzy, geomorfolodzy i gleboznawcy, a także mongolscy klimatolodzy z Instytutu Geografii i Zmarzlinoznawstwa MAN i Instytutu Meteorologii w Ułaanbaatar.

Podczas wszystkich ekspedycji (1974–1988) pomiary i obserwacje klimatologiczne wykonywano łącznie w ciągu 678 dób (pomiary prowadzono z różną częstością — co 1–6 godzin — zarówno w dzień jak i w nocy).

WYNIKI BADAŃ

Zamieszczona niżej tabela przedstawia ogólny wykaz zagadnień i tematów, które były przedmiotem pomiarów i badań, a ponadto informuje o liczbie wykonanych opracowań; do chwili obecnej jest ich już 68, z których około 50 zostało opublikowanych. Reszta to — w głównej mierze — maszynopisy powielone znajdujące się w archiwach różnych Zakładów Klimatologii.

Należy odnotować, że opublikowane w Polsce prace dotyczące klimatu Mongolii ukazały się — i nadal ukazują — w różnych wydawnictwach;

w związku z tym trudno jest ogarnąć cały dorobek naukowy uzyskany przez polskich klimatologów w ramach przeprowadzonych ekspedycji. Szczegółowe omówienie wyników badań klimatologicznych zawiera obszerne studium opracowane przez autora (Skoczek 1995).

Tabela 1. Wykaz tematów będących przedmiotem badań klimatologicznych podczas ekspedycji do Mongolii (1974-1988) i liczba opracowań (opublikowanych oraz maszynopisów powielonych)
List of problems investigated during Polish-Mongolian expeditions in Mongolia (1974-1988) and number of publications in particular categories

Zagadnienia — Temat — Przedmiot badań	Liczba opracowań
Temperatura i wilgotność powietrza	34
Zachmurzenie i usłonecznienie	19
Opad atmosferyczny	22
Stosunki anemometryczne	19
Parowanie i ewapotranspiracja	15
Związki elementów klimatu z parametrami geograficznymi	9
Typologia stanów pogody	3
Topo-, mezo- i mikroklimat	9
Regionalizacja klimatyczna	8
Zanieczyszczenie powietrza	5
Bioklimatologia i biotopoklimatologia	4
Bilans promieniowania i bilans cieplny powierzchni czynnej	8
Ekstremalne zjawiska pogodowe	1
Temperatura gruntu, wieczna zmarzlina	21
Stopień kontynentalizmu	3

Najwięcej opracowań dotyczy poszczególnych elementów klimatu, na przykład stosunków termicznych powietrza. Informacje o nich zawierają szczegółowe charakterystyki i opisy osobliwości przebiegów dobowych temperatury powietrza w różnych sytuacjach pogodowych, na jednym, kilku lub kilkunastu stanowiskach pomiarowych lub przedstawiają jej związek z wyniesieniem nad poziom morza, z ekspozycją zboczy, a także opisują jej pionowe i poziome gradienty, powstawanie, rozwój i zanikanie inwersji itp.

Analiza rozkładu przestrzennego (poziomego i pionowego) tych elementów klimatycznych dotyczy przedziału wysokości od 1000 do powyżej 3000 m npm. i obejmuje obszary o powierzchni od kilku do kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych. Dlatego większość publikacji dotyczy klimatu lokalnego, czy też inaczej — topoklimatu i biotopoklimatu.

Pewne zagadnienia klimatyczne przedstawione są również w makroskali. Opierają się one wyłącznie na materiałach wieloletnich pochodzących z mongolskiej sieci stacji meteorologicznych. Wykorzystano w nich takie dane jak: opady, wiatr, średnia roczna temperatura powietrza, które posłużyły do dokonania podziału obszaru Mongolii na pewne dziedziny klimatyczne, czy też do scharakteryzowania makroklimatu większych regionów kraju, szczególnie obszarów górskich (Changaju, Chenteju, pasma Chanchechij uuł, pasma Tarwagatajn nuruu, Bułnajn nuruu i Gór Chubsugulskich).

Jednak dla poznania klimatu Mongolii szczególną wagę mają opracowania pionierskie, oparte na materiałach uzyskanych w czasie ekspedycyjnych pomiarów terenowych. Stanowią one najistotniejsze osiągnięcie badań i najważniejszy wkład do poznania klimatu Mongolii. Wynika to z tego, że prace te dotyczą zagadnień do tej pory nie opracowywanych, oraz że opierają się na materiałach zebranych w często niedostępnych obszarach i miejscach znacznie oddalonych od najbliższych stacji meteorologicznych. Jako przykład można wymienić pomiary parowania potencjalnego przeprowadzone w różnych strefach klimatyczno-roślinnych Mongolii.

Również pierwszymi są prace dotyczące oszacowania zapylenia atmosfery obszarów stepowych w południowym Chenteju, spowodowanego działalnością silnych wiatrów przenoszących materiał skalny.

Pionierskie w dziedzinie klimatologii Mongolii są także te opracowania, które dotyczą zagadnień bioklimatu i biotopoklimatu, a więc odnoszą się do warunków bytowania i pracy człowieka na terytorium Mongolii.

Wreszcie na szczególną uwagę zasługują opracowania bazujące na bezpośrednio zmierzonych wartościach poszczególnych składników bilansu promieniowania i bilansu cieplnego. Zawarte w nich materiały liczbowe stanowią praktyczny sprawdzian oceniający wartości strumieni energii (związanej z promieniowaniem, turbulencją i przewodzeniem), wyznaczonych różnymi metodami obliczeniowymi i cytowanych w literaturze dla centralnej Azji.

WNIOSKI

Jak zatem można ogólnie scharakteryzować i podsumować wyniki polskich badań klimatologicznych przeprowadzonych w Mongolii i jakie są najważniejsze wnioski z nich wynikające?

Nasuujące się uwagi można podzielić na dwie grupy: wnioski o charakterze merytorycznym i wnioski dotyczące strony organizacyjnej badań.

Odnosnie do grupy pierwszej można generalnie zauważyć, że klimat Mongolii odznacza się:

- stosunkowo często zmieniającymi się typami pogody,
- znacznym zróżnicowaniem przestrzennym ilości energii otrzymywanej i oddawanej przez podłoże,
- specyficzną strukturą bilansu cieplnego, w którym turbulencyjny strumień ciepła jawnego przewyższa straty energii na ewapotranspirację,
- bardzo zróżnicowaną ilością promieniowania słonecznego pochłoniętego przez różnie eksponowane i o różnym nachyleniu płaszczyzny terenu,
- osobliwą wymianą ciepła z podłożem wywołaną obecnością wieloletniej zmarzliny na znacznych obszarach,
- stałym niedoborem opadów, lub często — gwałtownym charakterem ich występowania,
- małą zawartością pary wodnej w powietrzu; w wielu miejscach jest ona uwarunkowana topniejącą okresowo wierzchnią warstwą wiecznej zmarzliny,

— silnym wiatrem i wysoką temperaturą w ciągu godzin dziennych, powodującymi duże sumy parowania potencjalnego,

— częstymi i o dużym natężeniu inwersjami termicznymi o radiacyjnej genezie,

— większym w ciągu dnia niż podczas nocy przestrzennym zróżnicowaniem temperatury w przy powierzchniowej warstwie powietrza,

— uzależnieniem odczuwania chłodu przez człowieka nie tylko od prędkości wiatru ale i od wysokości nad poziomem morza.

Wymienione czynniki oraz bardzo zróżnicowane pod względem cech fizycznych podłoże atmosfery warunkują występowanie — na stosunkowo niewielkich obszarach — bogatej mozaiki topo- i bioklimatów. Jest przy tym charakterystyczne, że podczas gdy w pewnym określonym typie pogody dwa sąsiednio położone obszary odznaczają się istotnie zróżnicowanymi topoklimatami, to w innych warunkach atmosferycznych, dyferencjacja ta jest mała lub całkowicie zanika. Można zatem skonstatować, że stwierdzona w okresach ekspedycji mozaikowość topoklimatyczna na badanych obszarach Mongolii ulega znacznym przeobrażeniom czasowo-przestrzennym. Nie jest to wszakże cecha charakterystyczna wyłącznie klimatu obszarów Mongolii, jej osobliwość lokalna polega natomiast na skali tego zjawiska.

Ze względów organizacyjnych działalność ekspedycji klimatologicznych w Mongolii można ocenić dwójako.

Pozytywnie — gdy ma się na uwadze możliwość zapoznania się polskich klimatologów, na miejscu, z przejawami surowego klimatu kontynentalnego, jego regionalnymi odmianami i piętnem, jaki ten klimat wywiera zarówno na środowisko przyrodnicze jak i na gospodarczą działalność człowieka. Do dodatnich stron należy również zaliczyć możliwość bezpośredniego zaznajomienia się klimatologów mongolskich z różnymi kierunkami badawczymi w klimatologii, które są stosowane w Polsce. Dotyczy to przede wszystkim metody wyznaczania pięter klimatycznych na podstawie związków między elementami klimatu a współrzędnymi geograficznymi i wyniesieniem nad poziom morza, typologii stanów pogody, klimatologii kompleksowej, wymiany energii w przy powierzchniowej warstwie atmosfery, bilansu promieniowania i bilansu cieplnego powierzchni czynnej, bioklimatologii.

Negatywnie — gdy się zważy słabą stronę przeprowadzonych ekspedycji, którą okazał się brak jednolitego szczegółowego planu badań, obowiązującego wszystkie ekspedycje w latach 1974–1988. Wskutek tego zmieniające się okresowo ekipy realizowały swoje, nie uzgodnione z innymi zamierzenia. Doprowadziło to do zajmowania się zbyt szeroką problematyką naukową (patrz tab. 1), a ponadto pomiary prowadzone w różny sposób i z zastosowaniem różnej aparatury uniemożliwiały porównanie wyników.

W tej sytuacji należy podkreślić dobrą organizację badań podczas letniej ekspedycji "Transmongolia 78" w roku 1978. Wówczas to w trzech strefach przyrodniczych Mongolii (lasostep — dolina rzeki Dumdabajdałag goł, step — stacja Gurwan Turuu, półpustynia — Płaskowyż Ich nart uuł) wykonano — używając jednakowej aparatury, sposobu pomiaru i metody badawczej — synchroniczne pomiary parowania potencjalnego. Dało to podstawę do

przeprowadzenia analizy porównawczej warunków, w jakich mogłaby odbywać się wymiana energii i masy drogą turbulencji.

W zakończeniu należy zwrócić uwagę na fakt, że w okresie 1974–1988 polscy klimatolodzy byli jedynymi, którzy prowadzili terenowe badania klimatologiczne na rozległych przestrzeniach Mongolii. Dostarczyły one wielu danych umożliwiających genetyczne wyjaśnienie cech klimatu lokalnego; w odniesieniu do mało jeszcze zbadanych warunków przyrodniczych Mongolii ma to duże — poznawcze i praktyczne — znaczenie.

Rezultaty badań są często publikowane w językach angielskim i rosyjskim i przedstawiane na różnych międzynarodowych imprezach naukowych (np. na Konferencjach Meteorologii Karpackiej). Wyniki te zwykle spotykały się z żywym zainteresowaniem, między innymi i z takich przyczyn, iż przekazywały aktualną wówczas informację o warunkach klimatycznych trudno dostępnych (z różnych względów) regionów Azji.

Występujące od pewnego czasu trudności finansowe polskich placówek naukowych zatrzymały ich współpracę z Instytutem Geografii i Zmarzlinoznawstwa MAN. Przerwane zostały również badania klimatu Mongolii, mimo że dotychczasowy dorobek w tej dziedzinie jest znaczny i nadal potrzebny dla wszystkich zainteresowanych stron. Należy zatem wyrazić nadzieję, że po pierwszym okresie współpracy polsko-mongolskiej w dziedzinie badań klimatologicznych w Mongolii nastąpi dalsza jej faza, pozwalająca z obopólną korzyścią rozwiązywać nowe problemy naukowe.

LITERATURA

Skoczek J. 1995, *Badania klimatologiczne podczas Polsko-Mongolskich Ekspedycji Fizyczno-geograficznych w Mongolii*, maszynopis w Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN w Warszawie.

Z BADAŃ PAROWANIA POTENCJALNEGO W GOBIJSKIM OBSZARZE MONGOLII

STUDIES OF POTENTIAL EVAPORATION IN THE GOBI REGION OF MONGOLIA

JAN TAMULEWICZ, ALOJZY WOŚ

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej UAM
ul. Fredry 10, 60-688 Poznań

Abstract. A part of the program of the "Transmongolia 1977" scientific expedition included measurements of potential evaporation in the northern region of the Gobi Desert. The measurements were carried out using a GGI-3000 evaporimetric set. The evaporimeter was read twice a day, at 8:00 in the morning and 20:00 in the evening. The totals of potential evaporation in the period under study varied between 2.7 mm and 16.3 mm (Fig. 1), attaining a diurnal average of 8.5 mm. Mean evaporation during the day (8:00–20:00) amounted to 5.0 mm, and during the night (20:00–8:00) to 3.5 mm (Fig. 2). As it turned out, the pattern of daily totals of potential evaporation in summer was fairly stable. While the values oscillated around the mean, no distinct tendencies of change in the evaporation pattern were recorded. Under the climate of the northern Gobi Desert the pattern of potential evaporation displays a significant correlation with saturation deficit, air temperature, relative insolation, and relative humidity. Evaporation seems to have no significant correlation with wind velocity and vapour pressure (Fig. 4).

Key words: Mongolia, Gobi Desert, potential evaporation.

WSTĘP

W trakcie ekspedycji naukowej „Transmongolia 1977” wykonano, między innymi, serię pomiarów parowania potencjalnego na obszarze północnej części pustyni Gobi. Pomiaru terenowe prowadzono w rejonie Płaskowyżu Ich Nart oraz Kotliny Ulaan Nuur, leżącej w odległości około 200 km w kierunku północno-zachodnim od miejscowości Sain Shanda (lokalizację badań terenowych przedstawia rycina 1 w opracowaniu J. Tamulewicza — *Uwilgotnienie powietrza na przełomie wiosny i lata w rejonie Kotliny Ulaan Nuur w niniejszym zeszycie*). Płaską, piaszczysto-żwirową powierzchnię obszaru badań porastają luźne zbiorowiska krzewiaste z różnymi gatunkami rodzaju *Caragana* oraz *Amygdalus pedunculata*, a także formacja trawiasta *Lasiagrostis splendens* (Matuszkiewicz, Roo-Zielińska i Solon 1981). Są to zbiorowiska roślinne typowe dla suchego stepu i półpustyni piołunowo-ostnicowej.

Do pomiaru parowania potencjalnego użyto zestawu ewaporometrycznego GGI-3000. Odczyty wskazań ewaporometru wykonywano dwukrotnie w ciągu doby — rano o godzinie 8:00 i wieczorem o godzinie 20:00. Równolegle z pomiarami ewaporometrycznymi, w okresie od drugiej dekady czerwca do końca lipca 1977, prowadzono pomiary i obserwacje innych elementów meteorologicznych, które charakteryzowały przebieg pogody w tym czasie (tab. 1). Podczas badań terenowych panowała najczęściej pogoda bardzo ciepła, z małym zachmurzeniem oraz bez opadu.

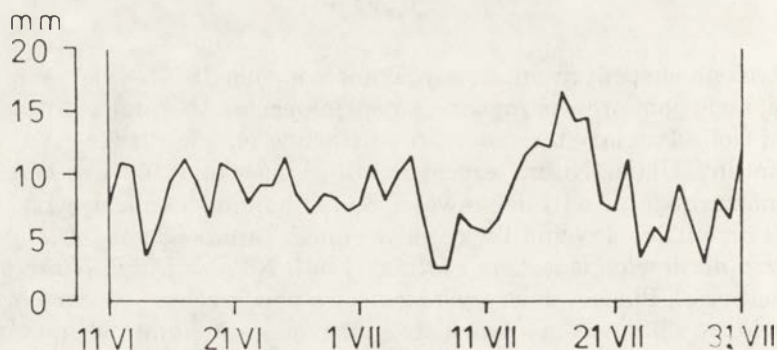
Tabela 1. Dobowe wartości wybranych elementów meteorologicznych w rejonie Kotliny Ulaan Nuur (11 VI–31 VII 1977 roku)

Daily values of selected meteorological elements measured at Ulaan Nur Basin (June 11–July 31 1977)

Element meteorologiczny	Wartość średnia	Wartość największa	Wartość najmniejsza
Temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$)	22,0	32,3	11,9
Prężność pary wodnej (hPa)	9,4	16,9	3,2
Niedosyt wilgotności (hPa)	17,5	36,9	2,4
Wilgotność względna powietrza (%)	40	85	12
Prędkość wiatru (m s^{-1})	3,1	8,0	0,2
Usłonecznienie względne	0,57	0,89	0,0

SUMY PAROWANIA POTENCJALNEGO

W okresie od drugiej dekady czerwca do końca lipca 1977 r. parowanie potencjalne w rejonie badań było znacznie zróżnicowane. Jego sumy dobowe zmieniały się od 2,7 mm do 16,3 mm (ryc. 1), a średnia dobową wartość w tym okresie wyniosła 8,5 mm. W poszczególnych dekadach czerwca i lipca średnie wartości sum dobowych wahały się od 7,0 mm w trzeciej dekadzie lipca do 11,7 mm w drugiej dekadzie tego miesiąca.

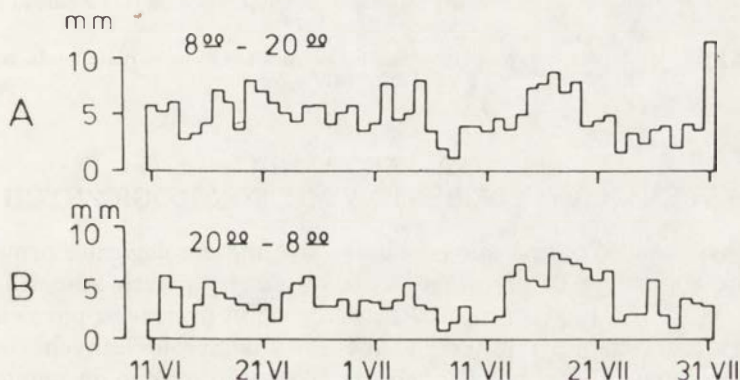


Ryc. 1. Przebieg dobowych sum parowania potencjalnego w czerwcu i w lipcu 1977 r.
Daily totals of potential evaporation in June and July 1977

Zgodnie z wynikami badań L.J. Zubenok (1976), sezon najintensywniejszego parowania potencjalnego w Mongolii przypada na okres maj–wrzesień, zaś roczne maksimum w położonym nieco na północ Ułan Bator przypada w czerwcu i wynosi przeciętnie 13% sumy rocznej. Nieco mniejszy udział w sumie rocznej mają pozostałe miesiące tego okresu.

Wydaje się, że w roku 1977 pojawiły się relacje podobne, o czym świadczą średnie wartości dobowych sum parowania w czerwcu (8,6 mm) oraz w lipcu (8,3 mm). W lipcu 1977 r. suma parowania potencjalnego w rejonie badań wyniosła 258 mm.

Wyniki przeprowadzonych pomiarów pozwoliły na przeanalizowanie przebiegu parowania potencjalnego w okresie dnia (8:00–20:00) oraz w okresie nocy (20:00–8:00). Sumy dzienne parowania zmieniały się w przedziale od 1,3 mm do 11,6 mm (ryc. 2). Średnia dzienna wartość parowania wyniosła w okresie badań 5,0 mm. Nocą parowanie było z reguły znacznie mniejsze; jego średnia wartość wyniosła 3,5 mm, zaś w poszczególnych dobach nocne parowanie zmieniało się od 0,7 do 7,5 mm.



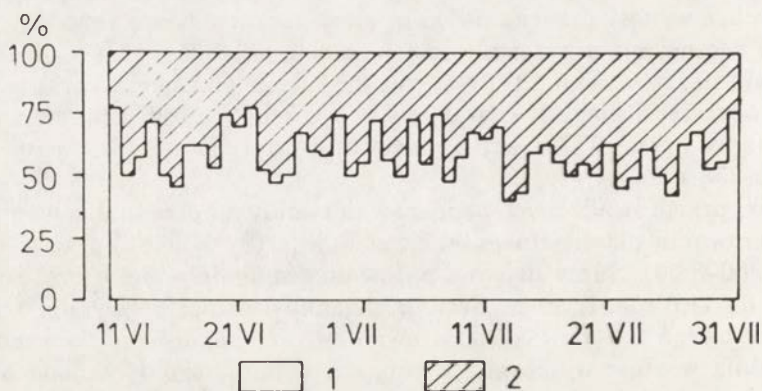
Ryc. 2. Przebieg sum parowania w czasie dnia (A) oraz w czasie nocy (B) w czerwcu i lipcu 1977 r.

Day-time (A) and night-time (B) courses of evaporation sums in June and July 1977

W przedstawionych na rycinach 1 i 2 przebiegach sum parowania obserwuje się charakterystyczny rytm wahań parowania z doby na dobę. Przejawia się on w występowaniu na przemian względnie krótkich okresów stopniowego spadku i wzrostu sum parowania. Wielkość zmian międzydobowych parowania jest różna. Największą zmiennością odznacza się przebieg nocnych sum parowania (współczynnik zmienności 46,9%). Najbardziej ustabilizowany obraz stwierdzono w przypadku dobowych sum parowania (współczynnik zmienności 35,0%).

Porównując udział w dobowej sumie parowania sum z okresu dnia i nocy uzyskano obraz struktury dobowych sum parowania. W rozpatrywanej serii pomiarowej średni udział dziennej sumy parowania w sumie dobowej wyniósł 59%. Wartość ta jest wyraźnie mniejsza niż analogiczny wskaźnik wyliczony dla serii pomiarów ewaporometrycznych wykonanych w tym samym rejonie Mongolii w czerwcu 1978 roku (Kowanetz, Woś i Zinkiewicz 1982). Należy

zauważyć, iż ten wskaźnik w badanym okresie zmieniał się w dość szerokim przedziale (ryc. 3).



Ryc. 3. Względny udział w sumie dobowej parowania sum z okresu dnia (1) i z okresu nocy (2) w czerwcu i lipcu 1977 r.

Relative share of day-time (1) and night-time (2) evaporation sums in daily totals in June and July 1977

SUMY PAROWANIA NA TLE INNYCH ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH

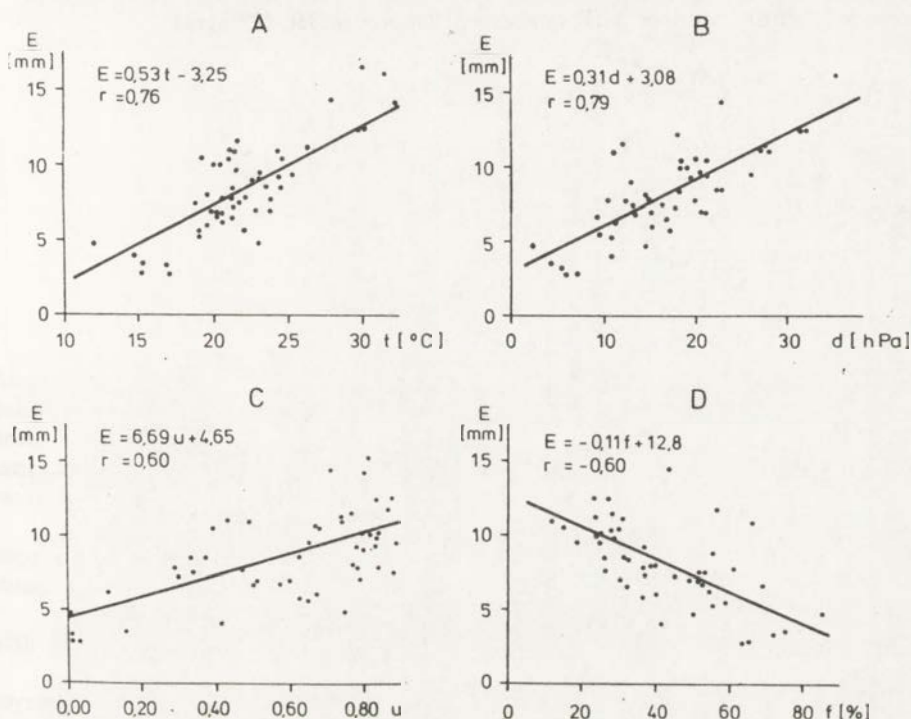
W trakcie ekspedycji pomiary i obserwacje meteorologiczne prowadzono w zakresie zbliżonym do obowiązującego na stacjonarnych stacjach meteorologicznych. Istnieje zatem możliwość odniesienia przebiegu parowania potencjalnego do przebiegu innych elementów meteorologicznych. Istotność relacji podobieństwa porównywanych przebiegów określono za pomocą wartości współczynników korelacji. Spośród rozpatrywanych elementów meteorologicznych brak statystycznie istotnego związku z parowaniem potencjalnym stwierdzono dla prędkości wiatru (współczynnik korelacji $r = 0,01$) oraz dla prężności pary wodnej ($r = -0,20$). Statystycznie istotny związek korelacyjny zaobserwowano w odniesieniu do parowania potencjalnego i niedosytu wilgotności ($r = 0,79$), temperatury ($r = 0,76$), usłonecznienia względnego ($r = 0,60$) oraz wilgotności względnej powietrza ($r = -0,60$).

Na rycinie 4 przedstawiono linie regresji badanych związków statystycznych. Dotyczą one tych elementów meteorologicznych, dla których stwierdzono istotny związek korelacyjny z przebiegiem parowania potencjalnego. Wyliczone równania regresji pozwalają na wyznaczenie przybliżonej wartości parowania potencjalnego na podstawie wartości innego elementu meteorologicznego.

ZAKOŃCZENIE

Ekstrapolując wyniki badań terenowych prowadzonych w czerwcu i lipcu 1977 r. na przeciętne stosunki ewaporacyjne panujące latem w gobijskim

obszarze Mongolii należy stwierdzić, że sezon letni cechuje się tutaj stosunkowo dużymi wartościami parowania potencjalnego. Miesięczne sumy parowania przekraczają 250 mm. Biorąc pod uwagę największą sumę parowania za okres dekady (druga dekada lipca — 110 mm), można w tej strefie oczekiwać miesięcznych sum przekraczających nawet 300 mm.



Ryc. 4. Zależność dobowych sum parowania potencjalnego od średnich dobowych wartości temperatury powietrza (A), prężności pary wodnej (B), usłonecznienia względnego (C) oraz wilgotności względnej powietrza (D)

Relationship between daily totals of potential evaporation and mean daily values of air temperature (A), vapour pressure (B), relative sunshine duration (C) and relative humidity of air (D)

Przebieg dobowych sum parowania potencjalnego w okresie letnim ma charakter dość wyrównany. Cechują go wprawdzie oscylacje wokół wartości średniej, lecz nie stwierdzono wyraźniejszych tendencji zmian czasowych sum dobowych parowania. Podobne cechy mają przebiegi dzienne i nocne sum parowania. W dobowej sumie parowania średnio blisko 60% stanowią sumy parowania z okresu dnia.

W warunkach klimatu północnej Gobi stwierdzono istotną korelację przebiegu parowania potencjalnego z przebiegami niedosytu wilgotności, temperatury powietrza, usłonecznienia względnego oraz wilgotności względnej. Brak natomiast istotnego związku parowania z prędkością wiatru oraz prężnością pary wodnej.

LITERATURA

- Kowanetz L., Woś A., Zinkiewicz A. 1982, *Potential evaporation in selected portions of Mongolia*, Quaest. Geogr., 8, 137–147.
- Matuszkiewicz J.M., Roo-Zielińska E.M., Solon J. 1981, *Próba oceny zróżnicowania stanu fitomasy nadziemnej suchych stepów mongolskich w przekroju południkowym*, Przegl. Geogr., 53, 3, 571–581.
- Zubenok L.I. 1976, *Isparenie na kontinentach*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

UWILGOTNIENIE POWIETRZA NA PRZEŁOMIE WIOSNY I LATA W REJONIE KOTLINY ULAAN NUUR (północna część Gobi)

AIR HUMIDITY IN THE SPRING/SUMMER PERIOD
IN THE ULAAN NUUR BASIN (northern Gobi)

JAN TAMULEWICZ

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej UAM
ul. Fredry 10, 60-688 Poznań

Abstract. During two scientific expeditions "Transmongolia 1977" and "Transmongolia 1978" meteorological measurements and observations were performed in the northern part of the Gobi Desert, i.e. under a strongly continental climate of middle latitudes. An analysis of the daily pattern of humidity indices, their day-to-day variability, and the dynamics of change during the day indicate that:

— The air masses over the northern Gobi Desert are characterized by low vapour pressure, low relative humidity, and high saturation deficit. The indices grow steadily from their minimum values in spring to maximum ones in summer.

— The day-to-day variation in air humidity shows a specific spring/summer rhythm, with periods of a relatively wide range separated by a few days' periods of low variation.

— The dynamics of humidity conditions during the day shows a characteristic asymmetry. It consists in the particular indicators changing in the forenoon hours at twice the rate recorded in the afternoon.

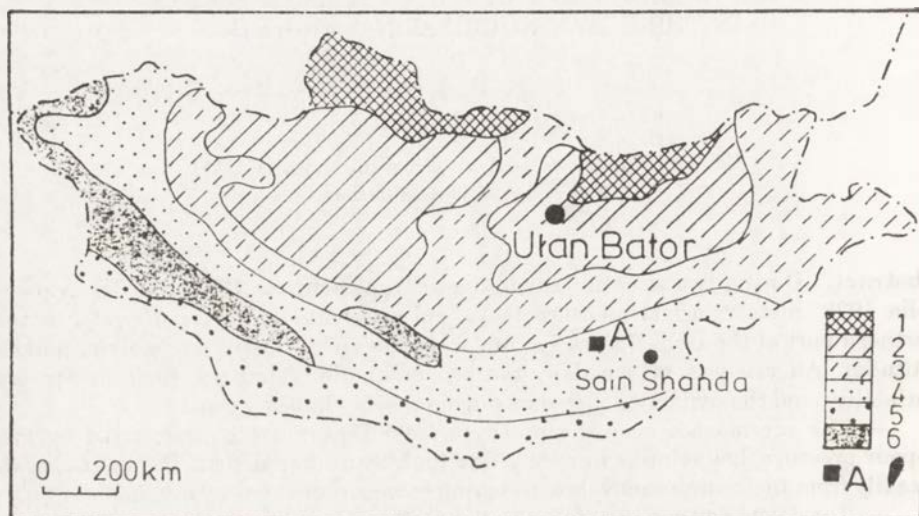
Key words: Mongolia, Gobi, air humidity.

WPROWADZENIE

W ramach dwóch kolejnych ekspedycji naukowych „Transmongolia 1977” oraz „Transmongolia 1978” prowadzono pomiary i obserwacje meteorologiczne na obszarze północnego obrzeżenia pustyni Gobi, a więc w warunkach klimatu wybitnie kontynentalnego umiarkowanych szerokości geograficznych

Szczegółowe badania prowadzone były w strefie suchego stepu i półpustyni piółunowo-ostnicowej w rejonie Płaskowyżu Ich Nart oraz Kotliny Ulaan Nuur (φ — $45^{\circ}46'N$, λ — $108^{\circ}50'E$, H — 1130 m n.p.m.) leżącej w odległości około 200 km w kierunku północno-zachodnim od miejscowości Sain Shanda (ryc. 1). Stację meteorologiczną zlokalizowano na płaskiej powierzchni we wschodniej części Kotliny Ulaan Nuur. Piaszczysto-żwirowe podłoże kotliny porasta w tym miejscu skąpa roślinność trawiasta. Sezon badań terenowych w roku 1977 obejmował okres od 6 VI do 31 VII, zaś w roku 1978 okres od 16 V do 19 VII.

Pustynie Azji Centralnej zalicza się na ogół do obszarów o klimacie suchym. Północną rubież pustyni Gobi cechuje klimat półpustynny z chłodną zimą oraz maksimum opadów w porze letniej. Według danych przytaczanych w stosunkowo niewielkim piśmiennictwie na ten temat, tę część Mongolii charakteryzuje średnia roczna temperatura wynosząca około 3°C , średnia temperatura powietrza najchłodniejszego miesiąca (styczeń) około -18°C , średnia temperatura najcieplejszego miesiąca (lipiec) wynosząca około 22°C (Meigs 1953, Murzaev 1957).



Ryc. 1. Lokalizacja rejonu badań na tle stref roślinnych
 1 — lasy iglaste strefy umiarkowanej, 2 — lasostep, 3 — step, 4 — półpustynia, 5 — pustynia,
 6 — obszary górskie, A — rejon badań terenowych

Location of area under investigations on the background of vegetation zones
 1 — coniferous forests of temperate zone, 2 — forest steppe, 3 — steppe, 4 — semidesert,
 5 — desert, 6 — mountains, A — area under investigations

PRZEBIEG POGODY W OKRESIE BADAŃ

Obydwa sezony badawcze cechowało duże podobieństwo stosunków pogodowych. Na przykład — średnia temperatura powietrza dla serii pomiarów w 1977 r. wyniosła $21,2^{\circ}\text{C}$, a w roku następnym $20,0^{\circ}\text{C}$. Ze względu na różne daty rozpoczęcia i zakończenia serii pomiarów w kolejnych latach, w tabeli 1 podano średnie wartości wybranych elementów meteorologicznych wyliczone dla porównywalnego okresu 44 dni (6 V–19 VII).

Okazało się, że stosunki termiczne, nefologiczne, anemometryczne oraz pluwiometryczne na przełomie wiosny i lata były w obu latach bardzo podobne do siebie. Z wcześniejszych prac wynika, że między obu sezonami badawczymi nie wystąpiły istotniejsze różnice frekwencji poszczególnych typów pogody (Woś 1985, Tamulewicz i Woś 1988). Najczęściej panowała pogoda bardzo ciepła (z temperaturą $15,1 - 25,0^{\circ}\text{C}$) z małym i umiarkowanym zachmurzeniem ($21 - 80\%$), bez opadu, a prawie równie częste były dni z pogodą

ciepłą, słoneczną, bez opadu. Oba typy pogody wystąpiły łącznie w ponad 60% wszystkich dni.

Tabela 1. Średnie wartości wybranych elementów meteorologicznych w rejonie Kotliny Ulaan Nuur w okresie 6 VI–19 VII
Mean values of selected meteorological elements at Ulaan Nuur Basin in the period of 06 VI–19 VII

Element meteorologiczny	1977	1978
Temperatura powietrza (°C)	21,3	20,8
Zachmurzenie nieba (%)	38	40
Prędkość wiatru (m s^{-1})	3,5	3,7
Suma opadów (mm)	31,6	41,0
Liczba dni z opadem	10	12
Prężność pary wodnej (hPa)	8,2	11,8
Wilgotność względna (%)	35,3	51,4

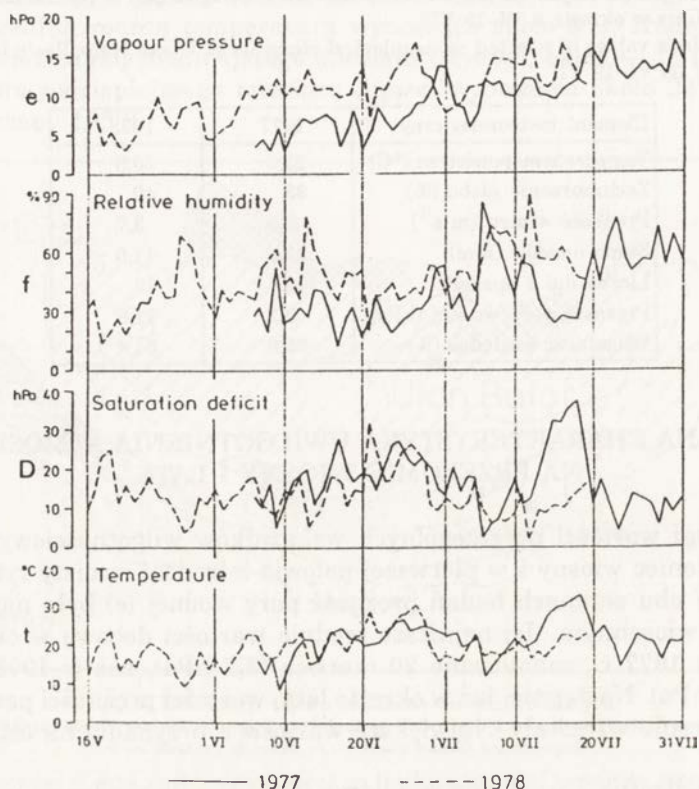
OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA UWILGOTNIENIA ATMOSFERY NA PRZEŁOMIE WIOSNY I LATA

Przebiegi wartości poszczególnych wskaźników wilgotnościowych wykazują pod koniec wiosny i w pierwszej połowie lata dość swoisty rytm zmian (ryc. 2). W obu sezonach badań prężność pary wodnej (e) była najmniejsza w okresie wiosennym. Jej najniższe średnie wartości dobowe w okresie obserwacji w 1977 r., zanotowano 20 czerwca (3,2 hPa), zaś w 1978 r. — 21 maja (3,3 hPa). Następnie, już w okresie lata, wartości prężności pary wodnej systematycznie wzrastały. Największe wartości e przypadły na ostatnie dni pomiarów.

Także wilgotność względna powietrza (f) wykazuje tendencję wzrostu od wiosny do lata. Najmniejsze wartości wilgotności względnej notowano wiosną, kiedy to zdarzały się przypadki, że jej wartość średnia dobowa spadała poniżej 20%. W ciągu lata wartości f powoli wzrastały i w pełni lata stopień nasycenia dolnej troposfery wynosił około 60%. O tej porze roku zdarzały się sporadycznie dni z dużym zachmurzeniem nieba oraz opadami atmosferycznymi; w takich przypadkach średnia dobowa wartość wilgotności względnej zbliżała się do 90%.

Nieco odmiennie rysował się rytm przebiegu niedosytu wilgotności powietrza (ryc. 2). W 1977 r. od początku badań do drugiej dekady czerwca obserwowano wzrost wartości niedosytu wilgotności (D), a następnie jego szybki spadek do 2,4 hPa. Była to najniższa w całej serii pomiarowej wartość D i przypadła ona na 6 lipca. Od tego momentu rozpoczynał się ponowny i bardzo szybki wzrost wartości niedosytu wilgotności aż do 36,9 hPa (18 lipca). Po tym terminie zanotowano ponowny spadek wartości niedosytu wilgotności do poziomu około 10 hPa. W 1978 r. pomiary rozpoczęto w warunkach występowania stosunkowo dużych wartości niedosytu wilgotności (19 maja — 24,9 hPa). Przez około trzy następne dekady nie obserwowano wyraźniejszej

tendencji zmian wartości D , natomiast trzecia dekada czerwca zaznaczyła się zdecydowanym wzrostem niedosytu wilgotności, aż do najwyższej w sezonie wartości wynoszącej 31,5 hPa.



Ryc. 2. Przebieg wskaźników wilgotnościowych oraz temperatury powietrza w okresie badań (Kotlina Ulaan Nuur)

Fluctuations of some humidity indices and air temperature during the investigated period (Ulaan Nuur Basin)

MIĘDZYDOBOWA ZMIENNOŚĆ WSKAŹNIKÓW WILGOTNOŚCIOWYCH

Zagadnienie krótkookresowych wahań stanu atmosfery jest istotne z punktu widzenia teorii klimatu i ma ważny aspekt poznawczy, bowiem wielkość tych wahań stanowi jedno z kryteriów regionalnego zróżnicowania klimatu. W szerokościach pozazwrotnikowych zmiany te są częste i w pewnych okresach roku wzrasta ich wielkość.

Analizę międzydobowej zmienności charakterystyk wilgotności powietrza rozpoczęto od wyliczenia wartości średnich poszczególnych wskaźników oraz zbadano rozproszenie faktycznie występujących wartości wokół tych średnich. Posłużono się często spotykaną miarą rozproszenia, a mianowicie współczyn-

nikiem zmienności. Dodatkowo wyliczono średnie wartości międzydobowych różnic. Wyniki tych obliczeń zawiera tabela 2.

Tabela 2. Parametry charakteryzujące międzydobową zmienność stosunków wilgotnościowych powietrza w rejonie Kotliny Ulaan Nuur
Parameters characterizing day-to-day variability of air humidity at Ulaan Nuur Basin

Okres badań	Prężność pary wodnej			Wilgotność względna powietrza			Niedosyt wilgotności		
	Średnia dobową wartość (hPa)	Współczynnik zmienności (%)	Średnia międzydobowa różnica (hPa)	Średnia dobową wartość (hPa)	Współczynnik zmienności (%)	Średnia międzydobowa różnica (hPa)	Średnia dobową wartość (hPa)	Współczynnik zmienności (%)	Średnia międzydobowa różnica (hPa)
6 VI–31 VII 1977	9,5	37,8	1,7	40,3	42,3	11,0	16,9	45,4	4,9
16 V–19 VIII 1978	10,1	32,8	1,7	45,9	31,5	9,6	13,5	42,2	4,1

Najmniejsze względne rozproszenie faktycznych wartości wokół wartości średnich cechuje prężność pary wodnej; dla tego wskaźnika współczynniki zmienności nie przekraczają 38%. Największa względna zmienność cechuje niedosyt wilgotności (współczynniki zmienności powyżej 42%). W przypadku wilgotności względnej seria pomiarów z 1977 r. wykazuje zdecydowanie większą zmienność (42,3%) aniżeli seria z roku 1978 (38,5%).

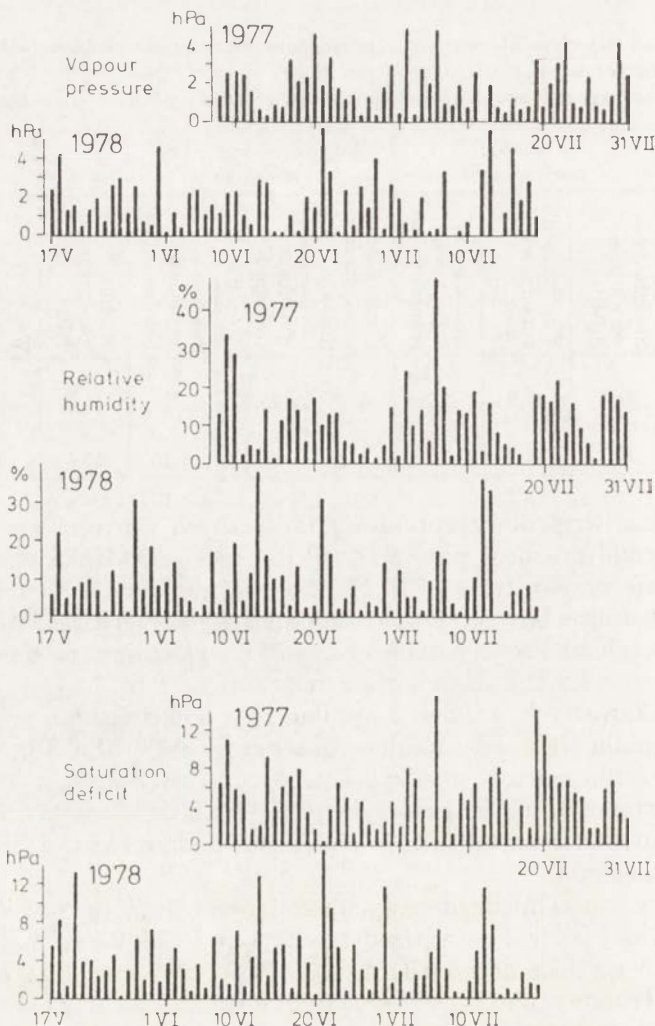
Z danych zawartych w tabeli 2 wynika, że w trakcie badań prężność pary wodnej zmieniała się z doby na dobę przeciętnie o 1,7 hPa. Dla wilgotności względnej średnia wartość międzydobowej różnicy wynosiła w 1977 r. 11%, a w roku następnym nie przekroczyła 10%. W zakresie wielkości międzydobowych zmian niedosytu wilgotności oba sezony badawcze nie wykazują większego zróżnicowania.

Przebieg wartości międzydobowych różnic występujących pod koniec wiosny i w pierwszej połowie lata przedstawia rycina 3. Różnice prężności pary wodnej z doby na dobę dochodziły do 4,7 hPa w 1977 r. i do 5,9 hPa w roku następnym. Trudno w obu seriach wyodrębnić dłuższy zwarty okres, jednolity pod względem wielkości międzydobowych różnic. W miarę zwarty okres stosunkowo dużych różnic prężności pary wodnej przypada na pierwsze połowy obu serii pomiarowych.

Wilgotność względna powietrza zmieniała się z doby na dobę w dość szerokim zakresie. Największa zanotowana różnica między kolejnymi dobami wyniosła 54% w 1977 r. i 40% w 1978 r. Przebieg wartości międzydobowych różnic wilgotności względnej wykazuje, zwłaszcza w 1977 r., swoisty rytm z okresami o stosunkowo dużych wahaniami wilgotności z dnia na dzień, przedzielanych kilkudniowymi okresami małej zmienności wilgotności powietrza (ryc. 3).

Największe międzydobowe różnice niedosytu wilgotności w obu sezonach przekroczyły 15 hPa. W roku 1977 różnice te były przeciętnie większe aniżeli

w roku następnym. Z kolei, w 1978 roku częściej pojawiały się pojedyncze przypadki dużych różnic niedosytu wilgotności z doby na dobę.



Ryc. 3. Przebieg międzydobowych różnic wskaźników wilgotnościowych w okresie badań (Kotlina Ulaan Nuur)

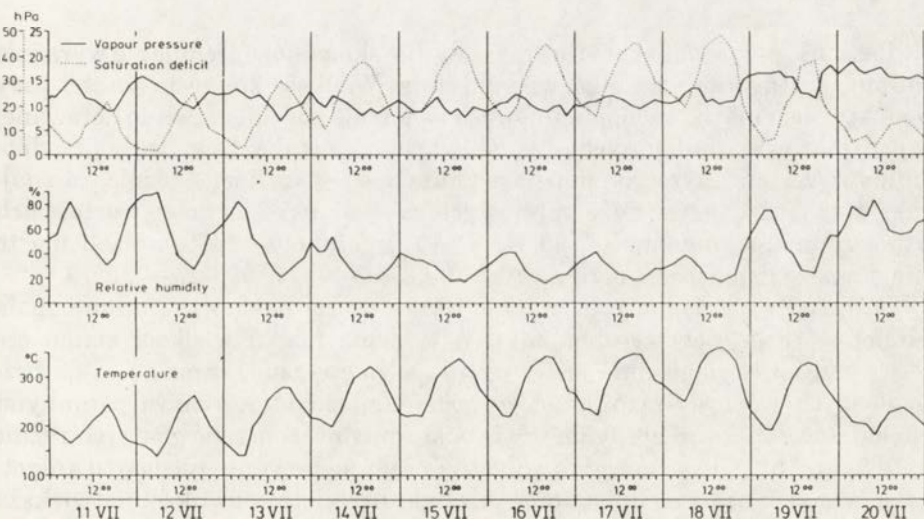
Day-to-day differences of humidity indices during the investigated period (Ulaan Nuur Basin)

DYNAMIKA ZMIAN UWILGOTNIENIA POWIETRZA W CIĄGU DOBY

W okresie przełomu wiosny i lata, w warunkach klimatu południowej części Mongolii obserwuje się względnie dużą dynamikę zmian pogody w cyklach dobowych. Także stosunki wilgotnościowe cechują się w tym czasie znaczną zmiennością. Potwierdzeniem tej opinii mogą być wnioski z analizy przebiegu wskaźników wilgotnościowych w drugiej dekadzie lipca 1977 r. Wybór tego

okresu do bardziej szczegółowego omówienia został podyktowany występującym wówczas reżimem termicznym powietrza. Była to bowiem najcieplejsza dekada w obu sezonach pomiarowych.

Największe zmiany uwilgotnienia powietrza w ciągu doby obserwowano zwłaszcza na początku wspomnianej dekady lipca. W poszczególnych dobach amplituda prężności pary wodnej przekraczała wówczas 6,0 hPa, a wilgotności względnej 60%. Nieco mniejsze były amplitudy niedosytu wilgotności. Po okresie dużej dynamiki zmian wskaźników wilgotnościowych, na początku dekady, nastąpiło wyraźne zmniejszenie się dobowych wahań, głównie prężności pary wodnej (spadek amplitudy do 2,5 hPa) oraz wilgotności względnej (spadek amplitudy prawie do 20%). Regularność przebiegu w całej dekadzie wykazywał jedynie niedosyt wilgotności. Dobowe wahania tego wskaźnika były przez cały czas względnie duże, zaś przebieg wartości D w poszczególnych dniach bardzo wyraźnie nawiązywał do przebiegu temperatury powietrza (ryc. 4). Pod koniec dekady notowano ponowny wzrost dobowych amplitud prężności pary wodnej oraz wilgotności względnej; jednocześnie obserwowano spadek temperatury powietrza i wzrost zachmurzenia nieba aż do wystąpienia w ostatnim dniu dekady przelotnego opadu atmosferycznego.



Ryc. 4. Dobowe przebiegi wskaźników wilgotnościowych oraz temperatury powietrza w drugiej dekadzie lipca 1977 r. (Kotlina Ulaan Nur)

Daily courses of humidity indices and air temperature in the second decade of July 1977 (Ulaan Nuur Basin)

Wstępne opracowanie wyników przeprowadzonych pomiarów wskazuje na występowanie w ciągu doby dość wyraźnej asymetrii w zakresie tempa zmian (wzrostu lub spadku) wartości poszczególnych wskaźników. Postanowiono zatem analizę stosunków higrycznych poszerzyć, badając różnice wartości występujące między godzinami porannymi (8:00) a południowymi (14:00) i południowymi (14:00) a wieczornymi (20:00).

W tabeli 3 zamieszczono wyniki obliczeń parametrów charakteryzujących zmienność stosunków wilgotnościowych w ciągu dnia. Przebieg bezwzględnych wartości różnic występujących między godziną 14:00 a godziną 8:00 oraz 20:00 przedstawiono zaś na rysinie 5.

Tabela 3. Parametry charakteryzujące dynamikę zmian stosunków wilgotnościowych w ciągu dnia w rejonie Kotliny Ulaan Nuur

Parameters characterizing diurnal variability of air humidity at Ulaan Nuur Basin

Okres badań	Prężność pary wodnej				Wilgotność względna powietrza				Niedosyt wilgotności			
	Średnia różnica (hPa)		Współczynnik zmienności (%)		Średnia różnica (hPa)		Współczynnik zmienności (%)		Średnia różnica (hPa)		Współczynnik zmienności (%)	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
6 VI–31 VII 1977	2,3	1,8	60,3	92,2	25,1	11,0	46,0	108,0	13,1	5,9	45,8	89,7
16 V–19 VII 1978	1,8	1,8	77,0	99,0	21,9	11,0	52,5	94,3	10,8	4,7	48,8	88,7

a — przed południem (między godzinami 8:00 a 14:00)

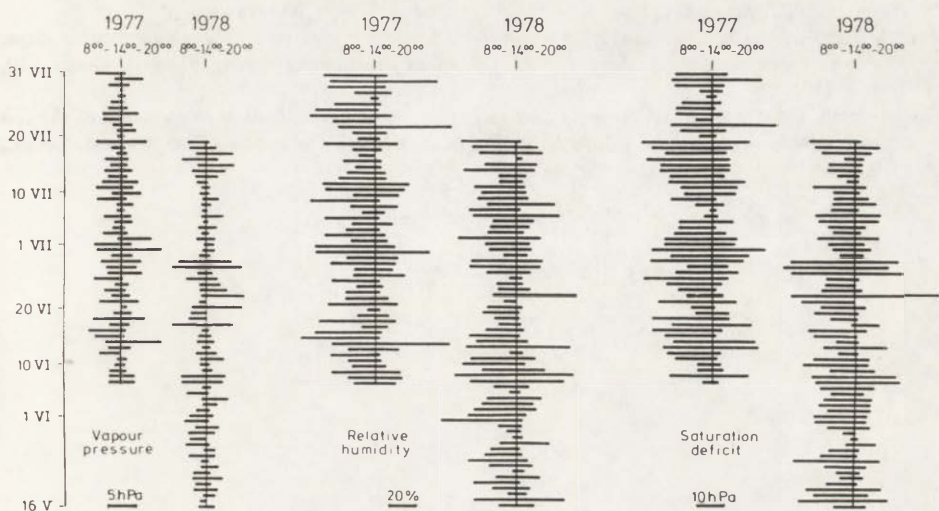
b — po południu (między godzinami 14:00 a 20:00)

Prężność pary wodnej, na tle pozostałych wskaźników, cechuje się wyraźnie najmniejszą dynamiką zmian w ciągu dnia. Wielkość zmian prężności pary wodnej w godzinach przedpołudniowych wykazuje podobieństwo do notowanej w godzinach popołudniowych. Jednak warto podkreślić, że godziny przedpołudniowe cechuje wyraźnie mniejsza zmienność w przebiegu różnic, co znajduje potwierdzenie w dużo mniejszych w tym okresie doby wartościach współczynników zmienności (60,3% — 1977, 77,0% — 1978) aniżeli ma to miejsce w godzinach popołudniowych (99,2% — 1977, 99,0% — 1978).

Wilgotność względna oraz niedosyt wilgotności powietrza cechuje zgoła odmienny reżim dobowej dynamiki. W tym przypadku wielkość zmian obserwowanych w ciągu dnia jest wybitnie asymetryczna, zarówno co do bezwzględnych wartości różnic między godzinami południowymi a porannymi i południowymi a wieczornymi, jak i co do zmienności przebiegów tych różnic (tab. 3, ryc. 5). Wielkość zmian wilgotności względnej oraz niedosytu wilgotności w godzinach przedpołudniowych była przeciętnie dwukrotnie większa niż po południu. Ponadto, przebieg różnic wyliczonych dla godzin przedpołudniowych okazał się znacznie bardziej wyrównany aniżeli przebieg różnic notowanych w godzinach popołudniowych (porównaj odpowiednie współczynniki zmienności w tabeli 3).

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawienie zarysu stosunków wilgotnościowych na przełomie wiosny i lata w rejonie Kotliny Ulaan Nuur pozwala na sformułowanie pewnych wniosków o charakterze uogólniającym.



Ryc. 5. Wielkość zmian wskaźników uwilgotnienia w godzinach przed- i popołudniowych w rejonie Kotliny Ulaan Nur

The range of variability of the humidity indices during forenoon and afternoon hours (Ulaan Nur Basin)

Masy powietrza zalegające na przełomie wiosny i lata nad obszarem północnego skraju Gobi cechuje mała prężność pary wodnej, mała wilgotność względna oraz duży niedosyt wilgotności. Wartości poszczególnych wskaźników wilgotnościowych wzrastają systematycznie od najmniejszych wartości na wiosnę do największych w pełni lata. Wzrost ten ma z reguły charakter skokowy i odbywa się według schematu: wzrost — stabilizacja — ponowny wzrost — ponowna stabilizacja.

Międzydobowa zmienność stopnia uwilgotnienia atmosfery ma na ogół charakter nieregularnych wahań. W okresie przełomu wiosny i lata najmniej zmienny jest przebieg dobowych wartości prężności pary wodnej, zaś największe względne różnice z doby na dobę wykazuje niedosyt wilgotności.

Dynamika kształtowania się stosunków wilgotnościowych w okresie doby wykazuje charakterystyczną asymetrię. Polega ona najogólniej na dwukrotnie większym tempie zmian wartości poszczególnych wskaźników w godzinach przedpołudniowych w stosunku do tempa tych zmian w godzinach popołudniowych. Odstępstwem od tej prawidłowości jest dynamika zmian prężności pary wodnej ze zbliżonymi wartościami zakresu wahań przed i po południu.

LITERATURA

Meigs P. 1953, *World distribution of arid and semi-arid climates. Review of research of arid zone hydrology*, Arid Zone Res., I, UNESCO.

- Murzaev E. 1957, *Mongolia. Opis fizyczno-geograficzny*, PWN, Warszawa.
- Tamulewicz J., Woś A. 1988, *Variations in selected weather elements between particular days: the northern portion of the Gobi, Mongolia, at the turn of spring*, Quaest. Geogr., 10, 109–119.
- Woś A. 1985, *Results of measurements and observations of selected weather elements of the Ich Nart plateau and in the Ulaan Nuur Basin (the North Gobi, Mongolia)*, Quaest. Geogr., 9, 165–181.

PRZESTRZENNO-CZASOWA ZMIENNOŚĆ TEMPERATURY GLEBY W GAJU OLIWNYM

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF SOIL TEMPERATURE IN OLIVE ORCHARD

J. MARTIN-ARANDA*, B. USOWICZ**, F. MORENO*, J.E. FERNANDEZ*

* Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Sevilla Avda
Reina Mercedes s/n, 41080 Sevilla, P.O. Box 1052, Spain

** Instytut Agrofizyki PAN
ul. Doświadczalna 4, 20-236 Lublin

Abstract. In this paper a system for the measurement of temperature field in the soil profile is presented. The experiment was carried out on Xerochrept soil situated at 13 km SW of Seville (Spain). Spatial distribution of soil temperature at a daily course in the olive orchard was investigated. Spatial dependence of soil temperature as well as the impact of the soil insolation during the day on the soil temperature spatial autocorrelation function shape was found. Soil temperature showed high and nonuniform differentiation within such small area and high dynamics during the day. The data indicated that heat flow in the soil took place in different directions and with different intensity.

Key words: soil temperature, spatial and temporal differentiation, olive orchard, Spain, measurement technique.

WSTĘP

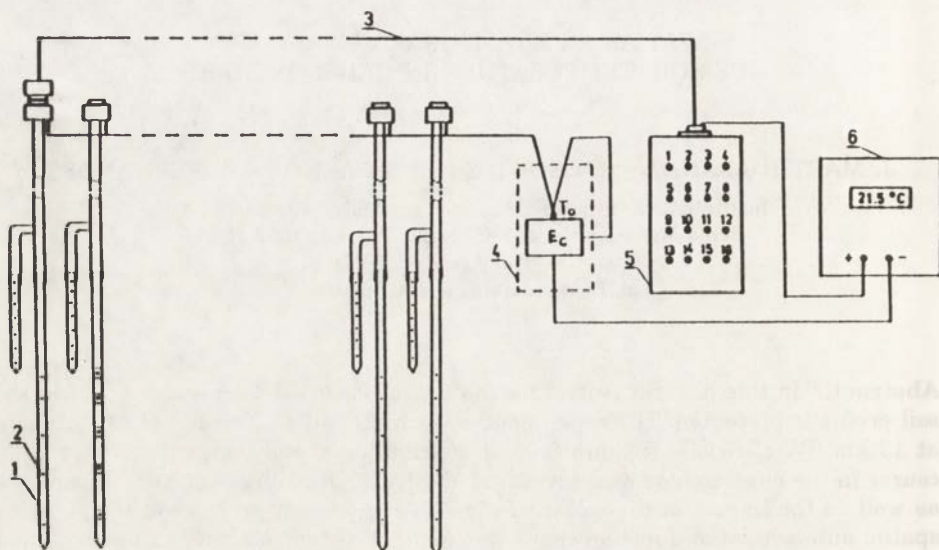
Charakterystyki przestrzennych zależności wielkości fizycznych gleby i ich miary zmienności mają podstawowe znaczenie w opisie stanu fizycznego gleby, a także w modelowaniu wymiany materii i energii. Proces wymiany energii w glebie odwzorowywany jest przez przestrzenno-czasowy rozkład temperatury gleby. Poznanie tego procesu można odbywać się więc na drodze pomiaru temperatury gleby i wykorzystaniu do jej analizy teorii pól losowych.

Celem pracy było zbadanie rozkładów przestrzennych temperatury gleby i ich zmian w przebiegu dziennym wśród drzew gaju oliwnego.

MATERIAŁ I METODA

Badania prowadzono w gaju oliwnym na terenie Stacji Badawczej Instytutu Zasobów Naturalnych i Agrobiologii w Coria del Rio koło Seville (Hisz-

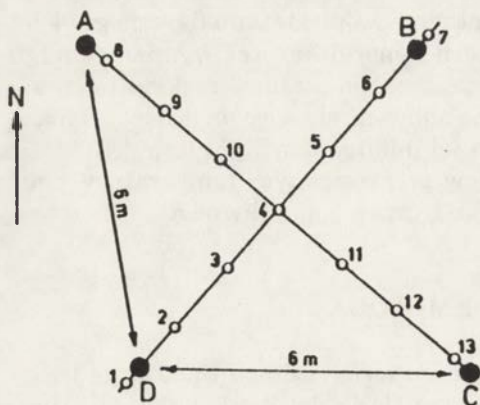
pania) o glebie wytworzonej w klimacie suchym — Xerochrept. Do pomiarów temperatury gleby użyto systemu pomiarowego (ryc. 1) składającego się z 13 sond (przy czym w każdej sondzie było 16 czujników termoparowych), przełącznika termometrów i miernika temperatury (zawierającego elektroniczny układ temperatury odniesienia i cyfrowy odczytnik (Usovicz 1987)).



Ryc. 1. System pomiarowy temperatury gleby
1 — sonda, 2 — czujnik termoparowy, 3 — linia przesyłowa, 4 — elektroniczny układ (Ec) temperatury odniesienia (T_b), 5 — przełącznik termometrów, 6 — cyfrowy odczytnik

Measurement system of soil temperature
1 — probe, 2 — thermocouple sensor, 3 — transferring line, 4 — electronic circuit (Ec) of reference junction (T_b), 5 — thermometers switch, 6 — digital display

Sondy zainstalowano w glebie w 13 punktach (ryc. 2) rozmieszczonych wzdłuż przekątnych kwadratu o boku 6 m, pomiędzy czterema drzewami oliwnymi



stanowiącymi wierzchołki tego kwadratu. Punkty pomiaru temperatury usytuowane były w odległości 1,41 m jeden od drugiego. W profilu glebowym temperatura była mierzona na głębokościach 0,005, 0,01, 0,015, 0,02, 0,03, 0,04, 0,06, 0,08, 0,12, 0,16, 0,24, 0,32, 0,48, 0,64, 0,80 i 0,96 m.

Ryc. 2. Rozmieszczenie sond w gaju oliwnym
1–13 punkty pomiarowe, A, B, C, D — oznaczają drzewa oliwne

Location of the probes in olive orchard
1–13 measurement sites
A, B, C, D — olive trees

Opracowanie oparto na wynikach trzydniowych pomiarów temperatury gleby z godzinnym krokiem czasowym, jednak w niniejszej pracy do zobrazowania otrzymanych wyników podano przykładowe ich zestawienia z dnia 13 grudnia 1985. Warunki meteorologiczne w tym dniu były następujące: minimalna temperatura powietrza około -3°C , maksymalna 25°C , bezwietrznie, bezchmurnie. Przestrzenno-czasową zmienność temperatury gleby na badanym obiekcie analizowano metodami statystyki klasycznej i geostatystyki — wariogram, kriging (Webster 1985, Englund i Sparks 1988).

WYNIKI

W tabeli 1 przedstawiono dane statystyczne temperatury gleby z poszczególnych głębokości dla godziny 10:00 i 14:00, a w tabeli 2 zestawiono modele i parametry semiwariogramów temperatury gleby dla wybranych głębokości. Najmniejsze zróżnicowanie temperatury gleby i to w całym badanym profilu glebowym obserwowano w godzinach rannych, natomiast największe jej zróżnicowanie zanotowano w godzinach popołudniowych w obrębie warstwy ornej. Obserwowano powolny wzrost współczynnika zmienności temperatury gleby w godzinach porannych, dość duże jego zmiany pomiędzy godziną 12:00 a 16:00 (z maksimum 18% o godzinie 14:00) i ponowną jego stabilizację w warstwie ornej na poziomie 10%. Analiza semiwariogramów temperatury gleby wykazała jej przestrzenną zależność oraz, że kształt funkcji opisującej tę zależność zmieniał się wraz ze zmianą ilości energii słonecznej docierającej do powierzchni gleby.

Tabela 1. Dane statystyczne temperatury gleby z godziny 10:00 i 14:00 na obiekcie badań w dniu 13 XII 1985 r.

Statistical characteristics of the soil temperature at 10:00 a.m. and 2:00 p.m. on December 13, 1985

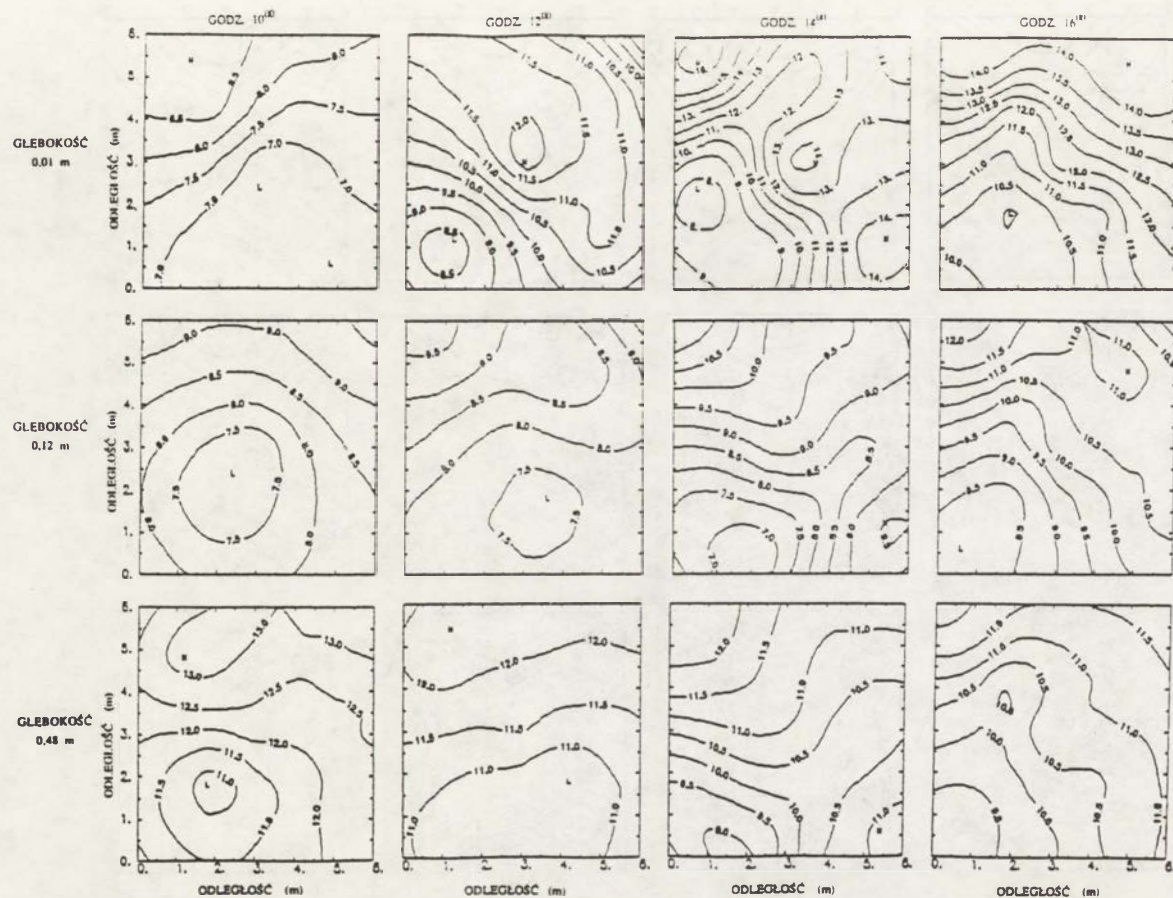
Godz.	Głębokość (m)	Średnia ($^{\circ}\text{C}$)	Odchylenie standardowe ($^{\circ}\text{C}$)	Współ- czynnik zmienności (%)	Asy- metria	Kurtoza	$T_{\max} - T_{\min}$ ($^{\circ}\text{C}$)
10:00	0,005	7,53	0,95	12,6	0,415	1,966	2,9
	0,01	7,48	0,84	11,3	0,655	1,828	2,3
	0,015	7,45	0,81	10,8	0,587	1,725	2,2
	0,02	7,32	0,92	12,5	0,171	1,935	3,0
	0,03	7,28	0,90	12,4	-0,033	1,936	2,9
	0,04	7,28	0,88	12,1	-0,070	1,940	2,8
	0,06	7,40	0,84	11,3	-0,137	1,986	2,6
	0,08	7,66	0,87	11,3	-0,234	2,072	2,6
	0,12	8,23	0,85	10,2	-0,107	2,278	2,8
	0,16	8,98	0,85	9,5	0,021	2,490	3,0
	0,24	10,10	0,84	8,3	0,022	2,765	3,2
	0,32	10,96	0,79	7,2	0,111	2,788	2,0
	0,48	12,26	0,79	6,4	-0,370	2,894	2,9

Godz.	Głębokość (m)	Średnia (°C)	Odchylenie standardowe (°C)	Współ- czynnik zmienności (%)	Asy- metria	Kurtoza	$T_{\max} - T_{\min}$ (°C)
10:00	0,64	13,24	0,71	5,4	0,001	2,416	3,4
	0,80	14,14	0,62	4,4	-0,098	2,171	2,0
	0,96	14,96	0,58	3,9	-0,139	2,230	2,0
14:00	0,005	13,07	2,30	17,6	-0,650	2,180	7,2
	0,01	12,80	2,29	17,9	-0,695	2,280	7,3
	0,015	12,60	2,20	17,5	-0,678	2,247	6,9
	0,02	12,30	2,10	17,1	-0,689	2,328	6,8
	0,03	11,90	1,99	16,7	-0,576	2,414	6,7
	0,04	11,50	1,89	16,5	-0,510	2,467	6,5
	0,06	10,60	1,62	15,4	-0,400	2,635	5,9
	0,08	10,00	1,47	14,7	-0,160	2,702	5,4
	0,12	9,10	1,23	13,6	0,394	3,045	4,7
	0,16	8,75	1,05	12,0	0,718	3,600	4,1
	0,16	8,75	1,05	12,0	0,718	3,600	4,1
	0,24	8,96	1,07	11,9	0,444	2,755	3,9
	0,32	9,60	1,01	10,6	0,426	2,322	3,4
	0,48	10,90	0,92	8,4	-0,084	2,826	3,4
	0,64	12,00	0,97	8,1	-0,282	2,430	3,2
	0,80	12,97	0,93	7,2	-0,480	2,550	3,0
	0,96	13,79	0,92	6,7	-0,464	2,685	3,2

Tabela 2. Modele i parametry semiwariogramów temperatury gleby z wybranych głębokości w dniu 13 XII 1985 r.

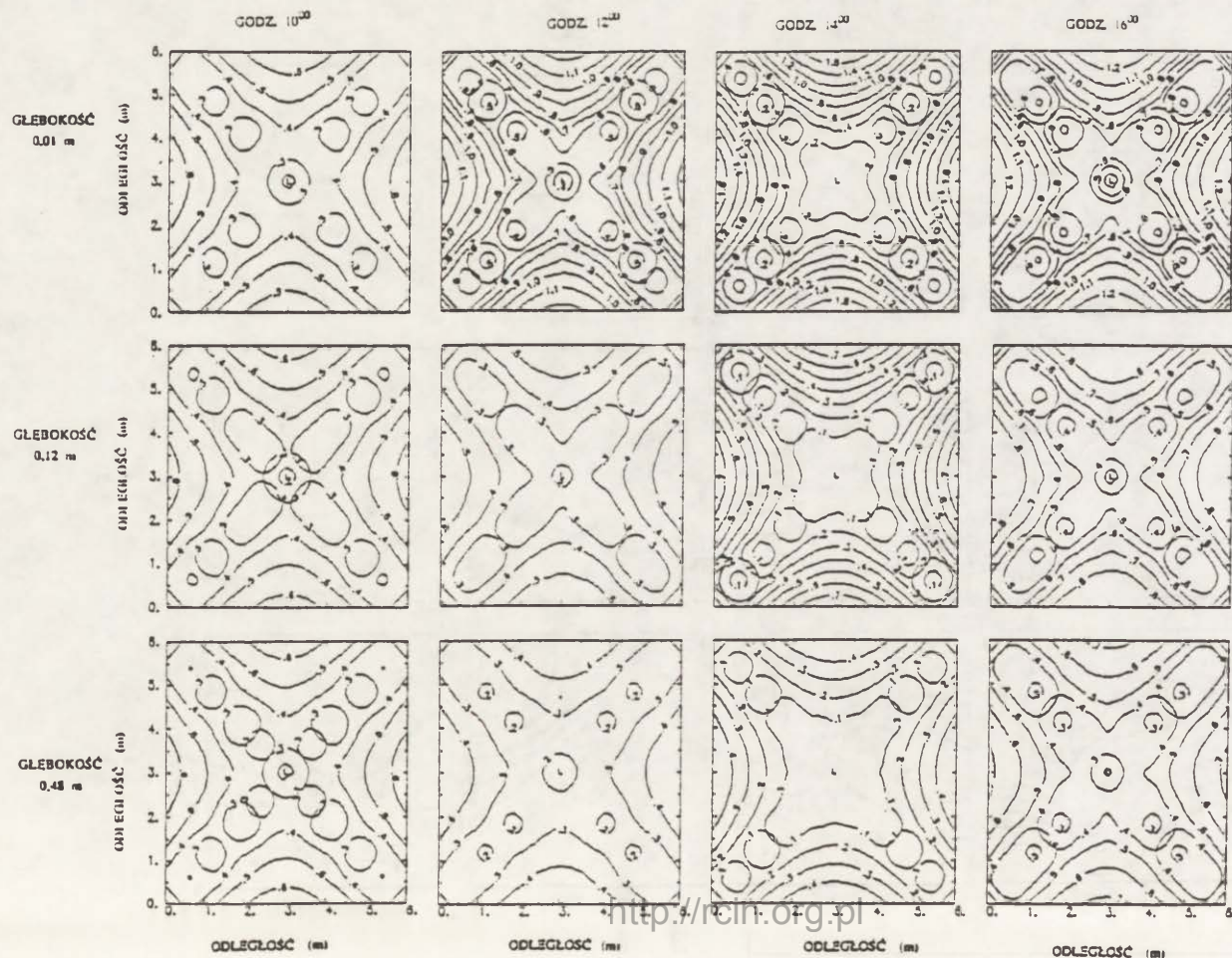
Models and parameters of semivariograms of soil temperature for given depths on December 13, 1985

Godz.	Głębokość (m)	Efekt samorodka (°C) ²	Próg (°C)	Zakres (m)	Model
10:00	0,01	0	1,2	8	sferyczny
	0,12	0	0,8	6	sferyczny
	0,48	0	0,83	6	sferyczny
12:00	0,01	0	3,0	6	sferyczny
	0,12	0	0,95	8	sferyczny
	0,48	0	0,65	8	sferyczny
14:00	0,01	0	7,5	5	Gaussa
	0,12	0	2,3	6	Gaussa
	0,48	0	1,25	6,5	Gaussa
16:00	0,01	0	8,2	9	liniowy
	0,12	0	4,5	9	liniowy
	0,48	0	2,5	9	liniowy



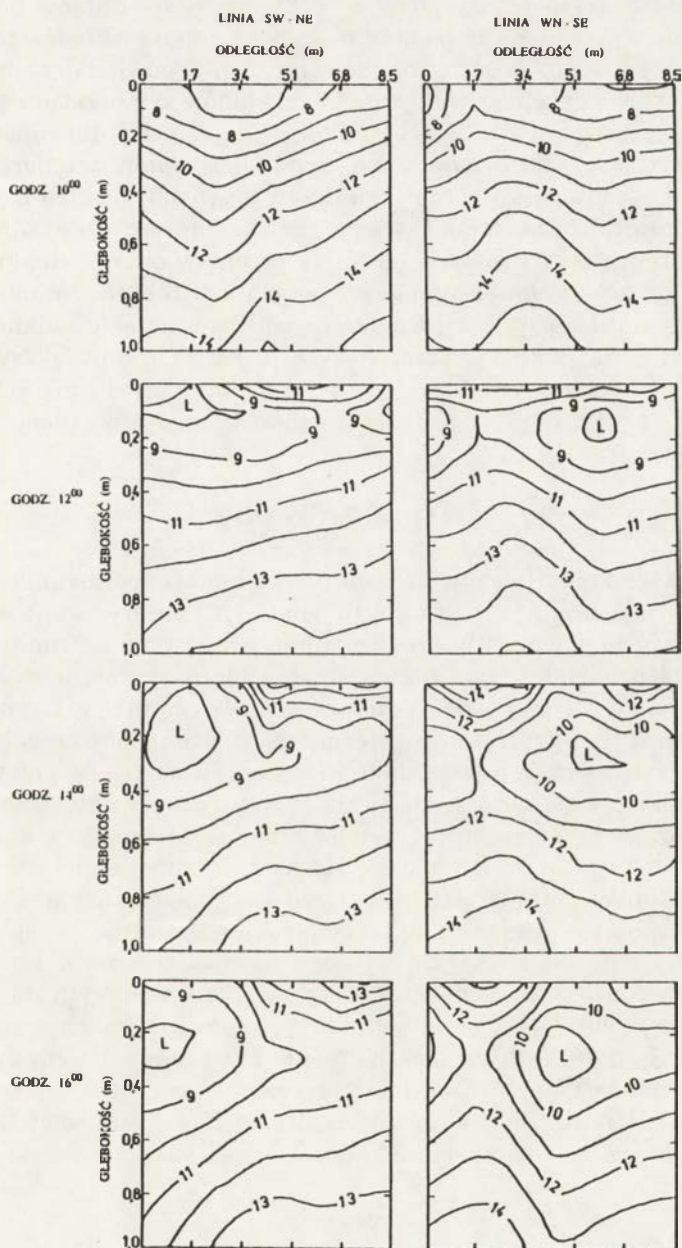
Ryc. 3. Rozkłady temperatury gleby ($^{\circ}\text{C}$) na głębokościach: 0,01, 0,12 i 0,48 m, z godziny 10:00, 12:00, 14:00, 1:00, Coria del Rio, 13 grudnia 1985 r.

Kriged distribution of soil temperature ($^{\circ}\text{C}$) on the depths 0.01, 0.12 and 0.48 m, at 10:00 a.m, 12:00 a.m, 2:00 p.m, 4:00 p.m, Coria del Rio, 13 December, 1985



Ryc. 4. Błędy estymacji wartości temperatury gleby (°C) na głębokościach: 0,01, 0,12, 0,48 m, z godziny 10:00, 12:00, 14:00, 16:00, Coria del Rio, 13 grudnia 1985 r.

Estimated soil temperature errors (°C) on the depths 0.01, 0.12, 0.48 m, at 10:00 a.m, 12⁰⁰ a.m, 2:00 p.m, 4:00 p.m, Coria del Rio, December, 13, 1985



Ryc. 5. Rozkłady temperatury gleby z głębokością (°C) w przekroju wzdłuż linii SW-NE i WN-SE (po przekątnej DB i AC na ryc. 2), z godziny 10:00, 12:00, 14:00, 16:00, Coria del Rio, 13 grudnia 1985 r.

Isolines of the soil temperature (°C) along the transect SW-NE and NW-SE (respectively diagonals DB and AC diagonals on fig. 2), at 10:00 a.m, 12:00 a.m, 2:00 p.m, 4:00 p.m, Coria del Rio, December, 13, 1985

Wyznaczone wcześniej modele i parametry semiwariogramów oraz zmierzone wartości temperatury gleby z poszczególnych punktów pomiarowych posłużyły do wykreślenia za pomocą metody krigingu rozkładów temperatury gleby na trzech różnych głębokościach (ryc. 3) i odpowiadających im błędów estymacji (ryc. 4) oraz do wykreślenia rozkładów temperatury gleby z głębokością w przekrojach SW–NE i NW–SE dla czterech terminów obserwacyjnych (ryc. 5). Zauważono dużą dynamikę zmian temperatury gleby w obrębie elementarnego kompleksu drzew oliwnych; rozkład izoterm zmieniał się zarówno w czasie jak i wraz z głębokością (ryc. 3 i 5). Zróżnicowane zagęszczenie izoterm wskazuje na to, że przepływ energii cieplnej w glebie odbywa się z różnym natężeniem i w różnych kierunkach. Najmniejszy błąd, jaki popełniono przy estymacji temperatury gleby w obrębie badanego obiektu, występował w pobliżu sond pomiarowych (0,1–0,3°C), największy — w punktach najdalej oddalonych od sond (0,4–1,6°C), przy czym wartości tego błędu rosły wraz ze wzrostem rozpiętości wartości temperatury gleby.

PODSUMOWANIE

Największe zróżnicowanie temperatury gleby (współczynnik zmienności około 18%, różnica wartości skrajnych ponad 7°C) obserwowano w godzinach popołudniowych w warstwie ornej, najmniejsze natomiast rano.

Temperatura gleby wykazywała duże i nierównomierne zróżnicowanie w obrębie tej niewielkiej powierzchni oraz dużą dynamikę w ciągu dnia. Wartości temperatury, zagęszczenie izoterm oraz położenie poszczególnych miejsc chłodnych i ciepłych w czasie dnia wskazywały na to, że przepływ ciepła w glebie odbywał się w różnych kierunkach z różnym natężeniem.

Stwierdzono przestrzenną zależność temperatury gleby w obrębie badanego obiektu i wpływ zmieniającego się nasłonecznienia gleby w ciągu dnia na kształt funkcji autokorelacji przestrzennej temperatury gleby.

Przeprowadzone badania wskazują, że modelowanie przepływu ciepła w glebie na tego typu obiekcie wymaga dużej ostrożności. Konieczne jest bowiem uzyskanie reprezentatywnych danych pomiarowych do weryfikacji modelu (przy minimalnej liczbie punktów i odpowiednim ich rozmieszczeniu na obiekcie badań), a także uwzględnienie przepływów bocznych ciepła i efektu zacienienia gleby przez korony drzew.

Autorzy dziękują Pani Grażynie Supryn i Panu Adamowi Dolińskiemu za pomoc w przygotowaniu rysunków.

LITERATURA

- Englund E., Sparks A. 1988, *Geostatistical environmental assessment software*, United States Environmental Protection Agency, Environmental Monitoring Systems Laboratory, Las Vegas.
- Usovich B. 1987, *Application of thermocouples for the recording of air humidity and temperature profiles and soil temperature*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 346, 133–140.
- Webster R. 1985, *Quantitative spatial analysis of soil in the field*, Adv. Soil Sci., 3, 1–70.

BADANIA KLIMATYCZNO-GLACJOLOGICZNE UNIWERSYTETU WROCŁAWSKIEGO W OBSZARACH POLARNYCH

THE CLIMATIC-GLACIOLOGICAL INVESTIGATIONS
CARRIED OUT BY WROCŁAW UNIVERSITY

JERZY PEREYMA

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geograficzny UWrocław
ul. A. Kosiby 8, 51-670 Wrocław

Abstract. The paper concerns some information about climatic research of Wrocław University in Arctica (Spitsbergen) and in Antarctica (King George Island). The investigation have begun in 1957 by prof. A. Kosiba and they dealt with climatic and glaciological problems of polar regions.

Key words: Arctica — Antarctica — glaciology — polar climatology.

Badania Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego w obszarach polarnych rozpoczęły się udziałem w pierwszej powojennej polskiej wyprawie na Spitsbergen w Międzynarodowym Roku Geofizycznym 1957/1958. Grupa glaciologiczna, utworzona przez ówczesnego kierownika Zakładu prof. Aleksandra Kosibę, prowadziła badania na lodowcach północnego obrzeżenia fiordu Hornsund, koncentrując prace w Stacji Glaciologicznej na polu firnowym lodowca Werenskiölda. Badania w zakresie hipsometrii lodowców, ich dynamiki i powiązań z warunkami klimatycznymi były realizowane przez cały okres Międzynarodowej Współpracy Geofizycznej 1958–1960. Oprócz prof. A. Kosiby brali w nich udział S. Baranowski, T. Górski, J. Rdułtowski, S. Reichhart, J. Romer, S. Warzecha, G. Wójcik. Najważniejsze rezultaty z tego okresu badań na Spitsbergenie zawarte są w pracy A. Kosiby *Some results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen* (1960) oraz S. Baranowskiego *Thermal conditions of the periglacial tundra, SW Spitsbergen* (1968). W 1962 roku S. Baranowski był uczestnikiem wyprawy angielskiej w ten sam obszar Spitsbergenu.

W 1970 roku reaktywowano polską działalność naukową na Spitsbergenie. Organizatorem i współorganizatorem cyklu wypraw 1970–1975 był Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, a dr S. Baranowski twórcą programu glaciologiczno-klimatycznego oraz kierownikiem większości tych wypraw. Badania klimatyczne i glaciologiczne koncentrowały się na lodowcu Werenskiölda oraz na wybrzeżu tundrowym fiordu Hornsund. W 1971 r. na przedpolu lodowca Werenskiölda uruchomiono stację glaciologiczną, z której

informacje stanowiły główne tło klimatyczne badań glacialnych. Koncentrowały się one na wszechstronnych pomiarach odpływu wód ablacyjnych, ruchu oraz budowie i termice wewnętrznej lodowców. Przeprowadzono pierwsze pomiary akumulacji masy na odległym Plateau Amundsena. W wyprawach tego cyklu wzięła udział duża grupa pracowników Zakładu Meteorologii Uniwersytetu Wrocławskiego kierowana przez S. Baranowskiego. Byli to: B. Głowicki, K. Jankowska, M. Morawska, J. Pereyma, J. Piasecki, J. Sacewicz, J. Szajna, S. Szymański. Publikacje wyników tych badań ukazywały się jako referaty z Sympozjów Polarnych Klubu Polarnego oraz w serii Wydawnictw Uniwersytetu Wrocławskiego — Results of Investigations of the Polish Scientific Expeditions — publikowanej w latach 1977–1985 i w Biuletynie Meteorologicznym Uniwersytetu Wrocławskiego z lat 1970–1975.

Podsumowaniem dorobku glaciologicznego S. Baranowskiego była monografia *The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region* (1977). W tym też okresie na Islandii i w wodach północnego Atlantyku badania prowadzili S. Baranowski i M. Sobik. W 1977 r. S. Baranowski brał udział w II Polskiej Wyprawie Antarktycznej i po tragicznym wypadku na Wyspie Króla Jerzego osiem miesięcy później zmarł. W 1978 r. Stacji Naukowej Uniwersytetu Wrocławskiego na Spitsbergenie nadano imię Stanisława Baranowskiego.

Od 1978 r. początkowo stale, a po 1985 r. — doraźnie, ekipy wrocławskie brały udział w Polskich Wyprawach Polarnych organizowanych przez PAN na Spitsbergen i do Antarktyki. Na Spitsbergenie badania kontynuowano głównie na lodowcu Werenskiölda i jego otoczeniu. Organizowano także wyprawy samodzielne i wspólne z Uniwersytetem Śląskim i Uniwersytetem w Brnie. Badania w tym okresie koncentrowały się na akumulacji masy lodowcowej, odpływie wód ablacyjnych, obserwacji wewnętrznej budowy lodowców. Pomiary meteorologiczne wiązały się głównie z energetycznym uwarunkowaniem procesów glacialnych i dynamiką warstwy aktywnej wiecznej zmarzliny. W wyprawach tego okresu brali udział: T. Bryś, J. Liebersbach, M. Morawska-Jacewicz, K. Migąła, J. Pereyma, J. Piasecki, A. Szczepankiewicz-Szmyrka, M. Szymanowski, J. Szymański. Do najważniejszych publikacji dotyczących tych badań należy zaliczyć monografię pt: *Results of investigations of the geographical research expedition — Spitsbergen 1985* (1988) wykonaną wspólnie z zespołem z Uniwersytetu w Brnie oraz opracowanie J. Pereymy: *Climatological problems of the Hornsund area, Spitsbergen* (1983). Liczne były wystąpienia na Sympozjach Polarnych Klubu Polarnego oraz krajowych i zagranicznych konferencjach naukowych o tematyce polarnej.

W ostatnich latach na Uniwersytecie Wrocławskim podjęto tematykę tendencji klimatyczno-glacialnych w ramach problematyki "Global Change" oraz badania porównawcze zlodowacenia Arktyki i Antarktyki.

REGIONY BIOKLIMATYCZNE NIGERII

BIOCLIMATIC REGIONS OF NIGERIA

KRZYSZTOF OLSZEWSKI

Zakład Klimatologii, Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

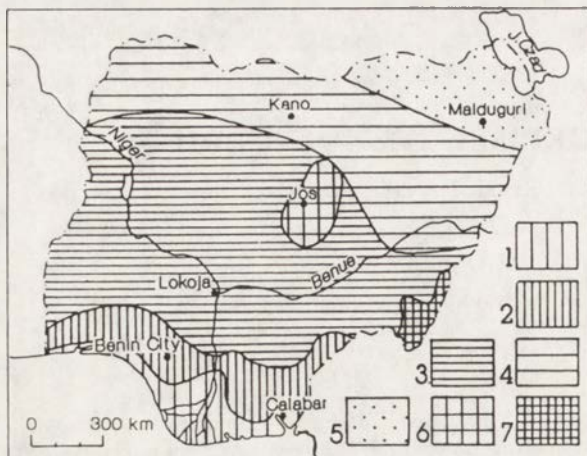
Abstract. The influence of climate on human well-being and health has been well known since ancient times. The main climatic variables determining human physical comfort are solar radiation, air temperature, air humidity and wind speed. The physical comfort can be described by many indices. A widely used measure of comfort is known as the effective temperature (*TE*). It can be derived from the Missenard's formula. Effective temperature for 39 meteorological stations in Nigeria and neighbouring countries has been calculated using above index (Fig. 2). The distribution of effective temperature over Nigeria has been drawn for selected months (Fig. 3), as well as the duration of periods with the different type of thermal conditions: comfortable, warm, hot (Fig. 4). Based on above maps the bioclimatic map of Nigeria has been prepared (Fig. 5). The result shows warm condition in the SW part of Nigeria during at least 3 months. In the NE part the thermal conditions indicate the "comfortable" during 3 months. The effect of relief is reflected over highland areas like the Adamawa massif and Jos Plateau.

Key words: Nigeria, bioclimatology, climatic zones.

WPROWADZENIE

Warunki klimatyczne należą do najbardziej odczuwanych przez człowieka elementów środowiska przyrodniczego. Szczególnie ważne jest tu odczucie ciepła. Składa się nań zespół takich elementów jak: temperatura i wilgotność powietrza, prędkość wiatru oraz promieniowanie słoneczne.

Sumaryczny wpływ temperatury i wilgotności powietrza może być określony za pomocą temperatury efektywnej. Wskazuje ona na intensywność wymiany ciepła między otoczeniem a organizmem człowieka. Warunki, w których traci on tyle ciepła, ile dostarcza przemiana materii, nazywane są stanem komfortu, towarzyszy im bowiem przyjemne odczucie ciepła. Dyskomfort cieplny występuje wtedy, gdy organizm musi bronić się przed nadmiarem lub niedoborem ciepła. W strefie międzyzwrotnikowej, szczególnie w krajach o dużej rozciągłości południkowej, zmiany temperatury i wilgotności powietrza w ciągu roku i doby mogą być znaczne, a więc znaczne są też zmiany temperatury efektywnej. Leżąca w tym obszarze Nigeria odznacza się takim



Ryc. 1. Strefy klimatyczno-roślinne Nigerii
1 — mangrove, 2 — wilgotny las równikowy, 3 — sawanna gwinejska, 4 — sawanna sudańska, 5 — Sahel, 6 — góry, 7 — płaskowyż

Climatic-vegetation zones of Nigeria
1 — mangrove, 2 — rain forest, 3 — Guinea savanna,
4 — Sudan savanna, 5 — Sahel, 6 — mountains,
7 — Plateau grasslands

właśnie zróżnicowaniem przestrzennym warunków klimatycznych (ryc. 1). Część południowa leży w strefie wilgotnych lasów równikowych i namorzynów, pas środkowy w strefie sawanny, północny wschód zaś należy do Sahelu. Mozaikę klimatyczną uzupełniają góry Adamawa w części południowo-wschodniej i płaskowyż Dżos w centrum kraju.

METODA

W opracowaniu wykorzystano dane klimatologiczne z 18 miejscowości nigeryjskich oraz z 21 —

w państwach ościennych. Są to wartości średnie miesięczne pochodzące na ogół z okresu trzydziestoletniego 1930–1960. Na ich podstawie, wykorzystując formułę Missenarda, wyliczono temperaturę efektywną (TE):

$$TE = t - 0,4(t - 10)(1 - f/100)$$

gdzie:

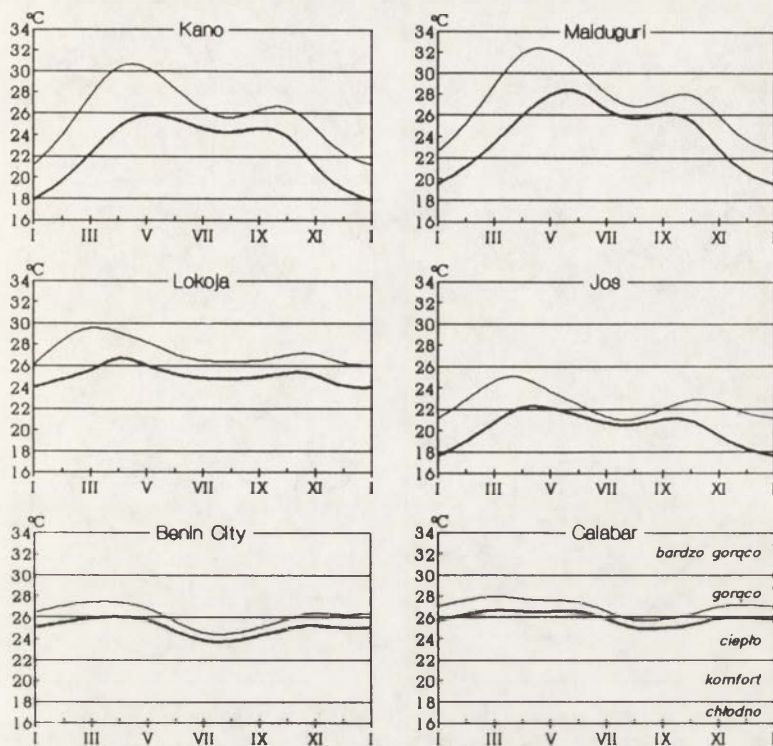
t — temperatura powietrza,

f — wilgotność względna powietrza.

Przedziały odczucia ciepła na podstawie TE przyjęto za W.H. Terjungiem (1966):
< 18°C — chłód, 18–22°C — komfort, 22–26°C — ciepło, 26–30°C — gorąco.

ZRÓŻNICOWANIE TEMPERATURY EFEKTYWNEJ NA OBSZARZE NIGERII

Przebieg roczny temperatury efektywnej prześledzono na przykładzie 6 miejscowości, charakterystycznych dla różnych stref klimatycznych Nigerii (ryc. 1, 2). Można zauważyć, że wahania odczucia ciepła zwiększają się ku północy kraju, a więc w miarę wzrostu suchości powietrza. W części południowej, w strefie wilgotnych lasów równikowych, średnia temperatura efektywna oscyluje około 26°C, a więc na granicy ciepła i gorąca. W miarę przemieszczania się ku obszarom sawanny gwinejskiej, zwiększa się zakres wahań TE , lecz nadal nie występują ani okresy bardzo gorące, ani okresy komfortu. Okresy bardzo gorące pojawiają się dopiero w suchszej strefie sawanny sudańskiej i Sahelu w porze równonocy wiosennej. Specyficzne wa-



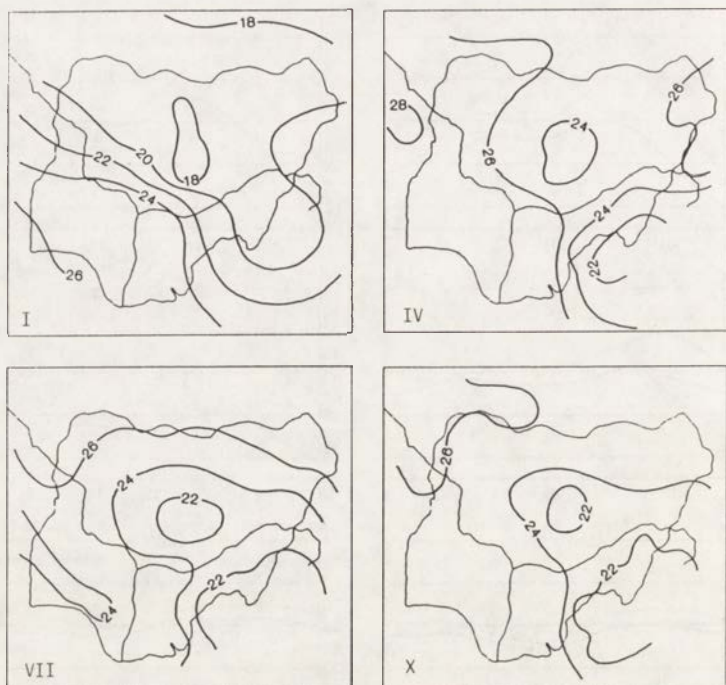
Ryc. 2. Zmiany roczne temperatury powietrza (linia cienka) i temperatury efektywnej (linia gruba)
 Annual changes of the air temperature (thick line) and the effective temperature (thin line)

runki panują w centralnej części Nigerii, na płaskowyżu Dzos, gdzie prawie przez cały rok utrzymują się warunki komfortu.

Analizując zróżnicowanie przestrzenne temperatury efektywnej w czterech miesiącach charakteryzujących jej przebieg roczny (ryc. 3), można zauważyć, że w najcieplejszym okresie roku (marzec — październik) *TE* wzrasta z kierunku południowo-wschodniego na północ-zachód. Jest to pora głębokiej penetracji w tą część kontynentu Międzyzwrotnikowej Strefy Zbieżności (MSZ). Za nią podąża ciepłe i wilgotne powietrze znad równika. W chłodnej części roku (listopad—luty) temperatura efektywna wzrasta z kierunku północno-wschodniego na południo-zachód. W tym czasie bowiem od strony Sahary wieje chłodny, suchy i niosący olbrzymie ilości pyłu harmattan.

REGIONY BIOKLIMATYCZNE NIGERII

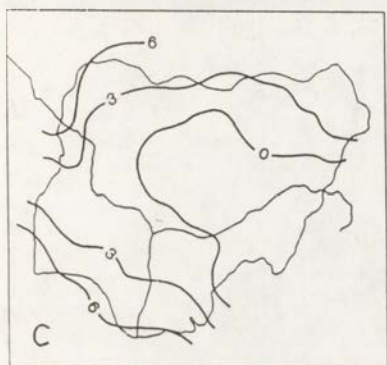
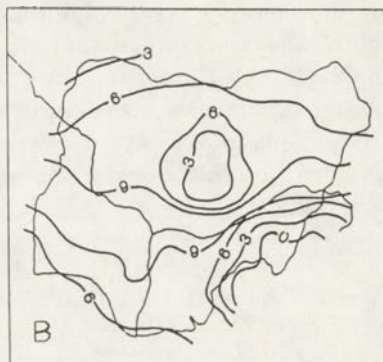
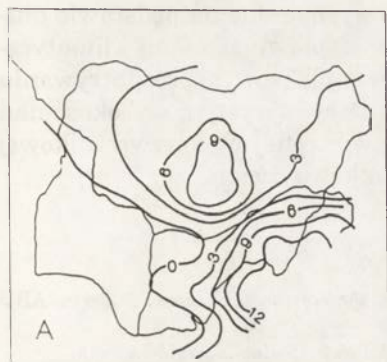
W skrajnych warunkach termicznych ważny jest nie tylko rozkład temperatury efektywnej, lecz również rozkład długostrwałości utrzymywania się poszczególnych przedziałów odczucia ciepła, który przedstawiono na mapach



Ryc. 3. Rozkład temperatury efektywnej (°C) w wybranych miesiącach
Distribution of the effective temperature (°C) in selected months

(ryc. 4). Mapy te wykorzystano do wydzielenia stref bioklimatycznych. Wykreślono siatkę kwadratów o boku 100 km i nakładając kolejno izolinie liczby miesięcy z określonym stanem odczucia ciepła (komfort, ciepło, gorąco) wyznaczono okres utrzymywania się tych stanów w danym kwadracie. Efektem takiego postępowania jest mapa obrazująca zróżnicowanie bioklimatyczne Nigerii (ryc. 5).

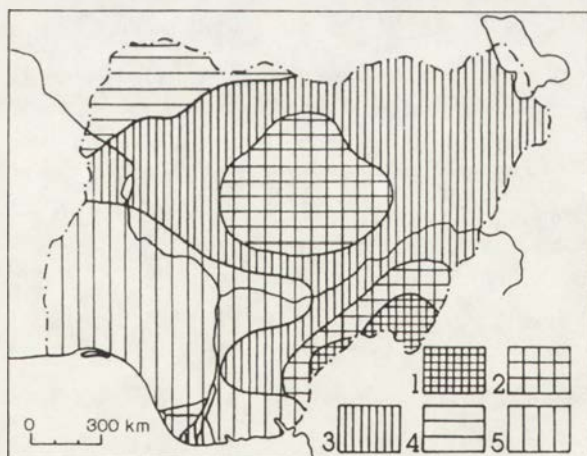
Najkorzystniejsze warunki panują w południowo-wschodniej części Nigerii (góry Adamawa). Stan komfortu utrzymuje się tu średnio przez cały rok, a w wyższych partiach tych gór może nawet w ciągu jednego miesiąca wystąpić odczucie chłodu. Na obrzeżach gór Adamawa i na płaskowyżu Dżos stan komfortu utrzymuje się co najmniej przez pół roku (pora sucha). Druga część roku, nie dłuższa niż 6 miesięcy, jest ciepła. Cała część Nigerii, leżąca na północ od rzek Niger i Benue ma już gorsze termiczne warunki odczuwalne. Okres komfortu nie przekracza 3 miesięcy, pora ciepła trwa co najmniej 3 miesiące, a od 1 do 3 miesięcy odczuwa się gorąco. Skrawek północno-zachodni ma warunki podobne do strefy poprzedniej, wydłuża się jedynie do 6 miesięcy okres odczucia gorąca, kosztem okresu ciepłego. Najmniej korzystne warunki panują na południo-zachód od rzeki Niger. W tej części nie występuje stan komfortu, okres ciepła trwa co najmniej pół roku, zaś stan gorąca utrzymuje się od 3 do 6 miesięcy.



Ryc. 4. Liczba miesięcy z określonymi stanami odczucia ciepła
a — komfort, b — ciepło, c — gorąco

Number of months with different thermal sensations

a — comfort, b — warm, c — hot



Ryc. 5. Strefy bioklimatyczne Nigerii

1 — komfort przez cały rok, 2 — komfort przez 6 do 12 miesięcy, ciepło przez 1 do 6 miesięcy, 3 — komfort przez 1 do 3 miesięcy, ciepło przez 3 do 9 miesięcy, gorąco przez 1 do 3 miesięcy, 4 — komfort przez 1 do 3 miesięcy, ciepło przez 1 do 3 miesięcy, gorąco przez 3 do 6 miesięcy, 5 — ciepło przez 6 do 9 miesięcy, gorąco przez 3 do 6 miesięcy

Bioclimatic zones of Nigeria

1 — comfort all the year round, 2 — comfort over 6 to 12 mths, warm over 1 to 6 mths, 3 — comfort over 1 to 3 mths, warm over 3 to 9 mths, hot over 1 to 3 mths, 4 — comfort over 1 to 3 mths, warm over 1 to 3 mths, warm over 3 to 6 mths, 5 — warm over 6 to 9 mths, hot over 3 to 6 mths

Porównując strefy bioklimatyczne Nigerii, wyznaczone na podstawie długości utrzymywania się różnych odczuć ciepła ze strefami klimatyczno-roślinnymi, można zauważyć, że przy kompleksowym rozpatrywaniu elementów klimatu zanika ich pasowy układ. Decyduje o tym wysokość nad poziomem morza, która również sprawia, że w strefie międzyzwrotnikowej Nigerii komfort cieplny odczuwany jest stosunkowo często.

LITERATURA

- Kowal J., Knabe D. 1972, *An agroclimatological atlas of the Northern States of Nigeria*, ABU Press, Zaria.
- Ojo O. 1977, *The climates of West Africa*, Heinemann, London-Ibadan-Nairobi-Lusaka.
- Terjung W.H. 1966, *Physiologic climates of the conterminous United States: a bioclimatic classification based on man*, Ann. Ass. Amer. Geogr., 56, 1, 141–179.

STRUKTURA BILANSU CIEPLNEGO CZŁOWIEKA W RÓŻNYCH STREFACH KLIMATYCZNYCH

STRUCTURE OF THE HUMAN HEAT BALANCE IN DIFFERENT CLIMATIC ZONES

BARBARA KRAWCZYK, KRZYSZTOF BŁĄŻEJCZYK

Zakład Klimatologii IGiPZ PAN
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Abstract. Heat balance of the human body has been studied in four various climatic conditions: temperate warm intermediate climate (Polish Lowland), temperate cool continental climate (Khentey Mts — central Mongolia), dry subtropical climate (Kara Kum Desert, Turkmenistan) and in monsoon tropical climate (Tay Nguyen Plateau — south Vietnam). Investigations in Poland, Mongolia and Turkmenistan were carried out in the summer season, while investigations in Vietnam were carried out in the dry season.

Nonstationary model of man-environment heat exchange has been used to estimate the structure of the human body heat balance. The results of calculations based on direct thermophysiological investigations outdoor point to considerable differences between compared climatic zones. The quantitative share of various form of energy exchange and heat load in man on examined areas depended on specific weather conditions typical for distinguished climatic zones.

Key words: bioclimate, human heat balance, heat load in man.

WSTĘP

Oprócz prac zmierzających do syntezy bioklimatu Polski, Zakład Klimatologii IGiPZ PAN prowadził badania porównawcze poza granicami kraju, w innych strefach klimatycznych. Były one realizowane w ramach umów o współpracy naukowej pomiędzy IGiPZ PAN a geograficznymi instytutami Mongolii, Turkmenistanu i Wietnamu. Podejmowane badania o charakterze ekspedycji miały między innymi również cel praktyczny; chodziło w nich najczęściej o dokonanie oceny miejscowych warunków klimatycznych dla rolnictwa, planowania przestrzennego, lecznictwa i turystyki. Stanowiły one również przyczynek do poznania miejscowych warunków bioklimatycznych, a w niektórych przypadkach były pierwszymi pracami dotyczącymi wpływu warunków atmosferycznych na człowieka na badanym terenie (Skoczek i inni 1990).

Posługiwano się w tym celu nowoczesną metodą badawczą — analizą

bilansu ciepłego człowieka. Pozwala ona na ilościowe określenie związku między wymianą energii a odczuwalnością ciepłą człowieka i jego reakcjami fizjologicznymi. W badaniach bilansu ciepłego określa się wartości poszczególnych składników wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem oraz analizuje się ich wzajemne relacje, to znaczy — strukturę bilansu ciepłego.

Celem opracowania jest przedstawienie niektórych wyników badań bilansu ciepłego człowieka, prowadzonych przez autorów w różnych strefach klimatycznych.

METODA

Wymianę ciepła pomiędzy człowiekiem a środowiskiem atmosferycznym i podłożem badano posługując się modelem bilansu ciepłego dla warunków niestacjonarnych. Występują one wtedy, gdy na skutek zmieniających się w czasie wartości parametrów meteorologicznych zmieniają się reakcje termoregulacyjne człowieka, a tym samym jego obciążenie ciepłe. W równaniu bilansu ciepłego występuje zatem dodatnie lub ujemne saldo wymiany ciepła.

W przyjętym do badań modelu zastosowano zmodyfikowane przez autorów równanie bilansu ciepłego człowieka M.I. Budyko (Krawczyk i Błażejczyk 1991, Błażejczyk 1991, 1993):

$$R + M - E \pm C \pm L - Res = S$$

gdzie:

R — zyski ciepła w wyniku pochłaniania promieniowania krótkofalowego,

M — strumień ciepła metabolicznego,

E — straty ciepła utajonego związane z parowaniem wody,

C — wymiana ciepła jawnego,

L — wymiana ciepła przez promieniowanie długofalowe,

Res — straty ciepła przez oddychanie,

S — saldo wymiany ciepła (dodatnie lub ujemne).

Saldo wymiany ciepła, które stanowi różnicę między przychodem a stratami ciepła, mówi o wystąpieniu chwilowych nadwyżek lub niedoborów ciepła oraz ilustruje intensywność obciążenia ciepłego organizmu. Trzeba dodać, że w dłuższych okresach, np. w ciągu doby, wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem bilansuje się.

W równaniu nie uwzględniono przewodzenia molekularnego (przez obuwie) z uwagi na fakt, że wartość tego strumienia jest niewielka. Postępowanie rachunkowe zmierzające do rozwiązania równania bilansu ciepłego człowieka przebiegało zgodnie z metodyką opisaną we wcześniejszych pracach autorów (Krawczyk 1993, Błażejczyk 1993). Wszystkie składniki równania są wyrażone w $W\ m^{-2}$. Przyjęto, że geometryczną formą ciała człowieka jest pionowo u-sytuowana elipsoida. Obliczenia dotyczą człowieka w pozycji stojącej, wytwarzającego ciepło w ilości $70\ W\ m^{-2}$, ubranego w zwykłą odzież letnią o termoizolacyjności 1 clo (w Polsce, Mongolii, Turkmenistanie), na którą składał się dres sportowy, bielizna bawełniana i sandały. W Wietnamie na-

tomiast obserwator nosił ubranie o termoizolacyjności 0,5 clo (krótkie spodnie, T-shirt, sandały). Niezbędne do obliczenia równania bilansu cieplnego wartości elementów meteorologicznych oraz temperaturę skóry człowieka (w 5 punktach ciała: na czole, dłoni, klatce piersiowej, udzie i łydce) mierzono w odstępach godzinnych w dniach o małym zachmurzeniu, od godziny 6.30 do 20.30 czasu lokalnego.

- Bilans cieplny człowieka badano w czterech strefach klimatycznych:
- 1) w klimacie umiarkowanie ciepłym, przejściowym, na obszarze Suwalskiego Parku Krajobrazowego w północno-wschodniej Polsce, w lipcu 1989 r.;
 - 2) w klimacie umiarkowanie chłodnym, kontynentalnym, w brzeżnej strefie gór Chentej w centralnej Mongolii, w sierpniu 1987 r.;
 - 3) w klimacie podzwrotnikowym suchym, w brzeżnej strefie pustyni Kara-kum, w październiku 1986 r.;
 - 4) w klimacie zwrotnikowym — monsunowym na Płaskowyżu Tay Nguyen w środkowym Wietnamie, w marcu 1988 r.;

Analizując wielkość i rodzaj wymiany ciepła zachodzącej nieustannie między człowiekiem a atmosferą i podłożem w wyniku różnych procesów fizycznych i fizjologicznych zbadano strukturę bilansu cieplnego rozumianą jako struktura strat ciepła. Dla każdej godziny wyznaczono następujące wartości: $C/(C + E + L + Res)$ — jako wskaźnik względnych strat ciepła jawnego, $E/(C + E + L + Res)$ — jako wskaźnik względnych strat ciepła na parowanie, $L/(C + E + L + Res)$ — jako wskaźnik względnych strat ciepła długofalowego, $Res/(C + E + L + Res)$ — jako wskaźnik względnych strat ciepła związanego z oddychaniem.

WYNIKI

STRUKTURA STRAT CIEPŁA W RÓŻNYCH STREFACH KLIMATYCZNYCH

W tabeli 1 zamieszczono średnie dzienne wartości względnych strat ciepła w wybranych dniach o zachmurzeniu małym, w badanych strefach klimatycznych.

Tabela 1. Struktura strat ciepła z organizmu człowieka (%) w różnych strefach klimatycznych; wartości średnie dzienne dla wybranych dni
The structure of the heat losses (in percentage) in different climatic zones; mean daily values for selected days

Obszar badań	C	E	L	Res
	(C + E + L + Res)	(C + E + L + Res)	(C + E + L + Res)	(C + E + L + Res)
Polska, Pojezierze Suwalskie 13 VII 1989	37,2	30,8	25,0	7,0
Mongolia, góry Chentej 19 VIII 1987	35,0	30,0	28,0	7,0
Turkmenistan, pustynia Kara-kum 6 X 1986	28,3	50,0	15,2	6,5
Wietnam, Płaskowyż Tay Nguyen, 22 III 1988	15,9	65,7	12,4	6,0

Badania wykazały, że w północno-wschodniej Polsce (klimat przejściowy, umiarkowanie ciepły) oraz w górach Chentej (umiarkowanie chłodny klimat kontynentalny), w lecie, wymiana ciepła między człowiekiem a otoczeniem odbywa się głównie poprzez turbulentny strumień ciepła jawnego. Tą drogą ciało człowieka traci w ciągu dnia letniego około 35–37% ciepła. Drugim co do wielkości jest strumień ciepła utajonego związany z parowaniem wody.

W klimacie podzwrotnikowym suchym (wczesną jesienią) oraz w klimacie zwrotnikowym, monsunowym (w porze suchej) obserwuje się wyraźną przewagę strat ciepła na parowanie nad innymi formami jego wymiany. Ten strumień ciepła stanowi średnio w ciągu dnia 50%–60% wszystkich strat ciepła. Taki obraz struktury strat ciepła kształtuje wysoka temperatura skóry człowieka wyzwalająca aktywność gruczołów potowych; niska wilgotność powietrza sprzyjała wyparowaniu wydzielonego potu.

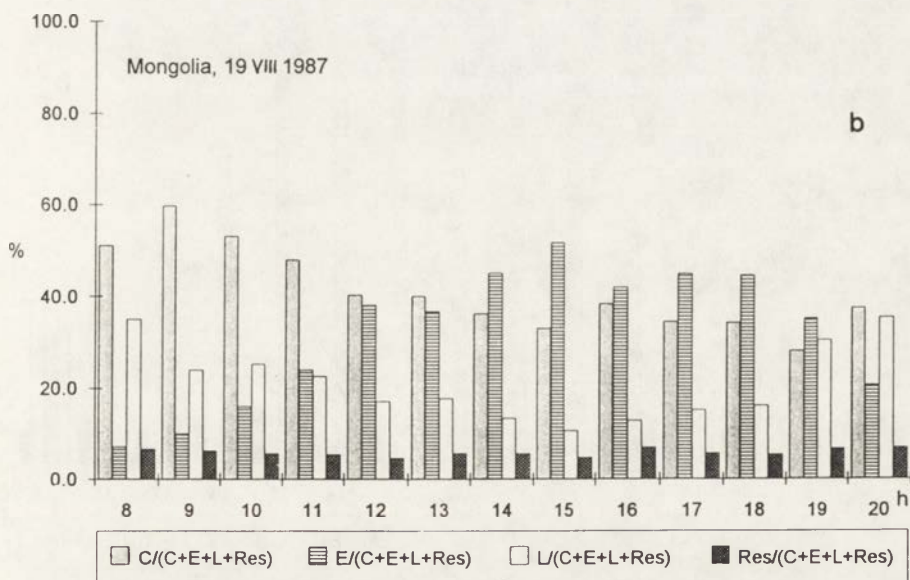
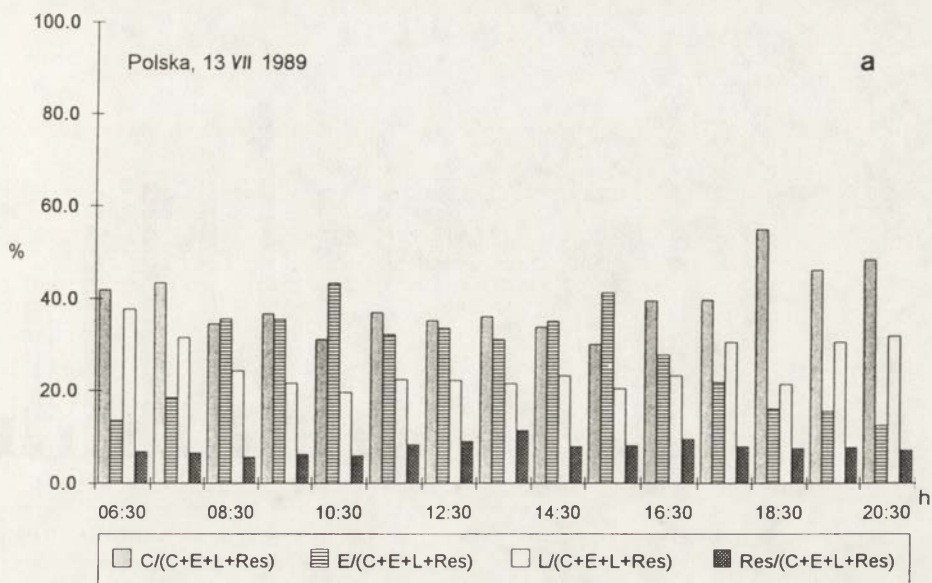
Analiza dziennego przebiegu względnych strat ciepła wskazuje na znaczną zmienność z godziny na godzinę form wymiany ciepła i ich udziału w ogólnej sumie strat ciepła.

W północno-wschodniej Polsce, w godzinach porannych i wieczornych turbulentny strumień ciepła jawnego oraz promieniowanie długofalowe osiągały największe wartości. Wiąże się to z występowaniem największych (w ciągu dnia) różnic termicznych między ciałem człowieka a otoczeniem. Od godziny 8³⁰ do 14³⁰ obserwuje się wzrost udziału strat ciepła na parowanie w ogólnej ich sumie. Jednak ta forma oddawania ciepła dominowała w Polsce tylko w ciągu dwóch godzin (ryc. 1a).

Podobny przebieg dzienny struktury strat ciepła obserwowano latem w centralnej Mongolii, z tym, że przewaga $E/(C + E + L + Res)$ w godzinach wczesnopopołudniowych jest w Mongolii wyraźniejsza niż w Polsce (ryc. 1b).

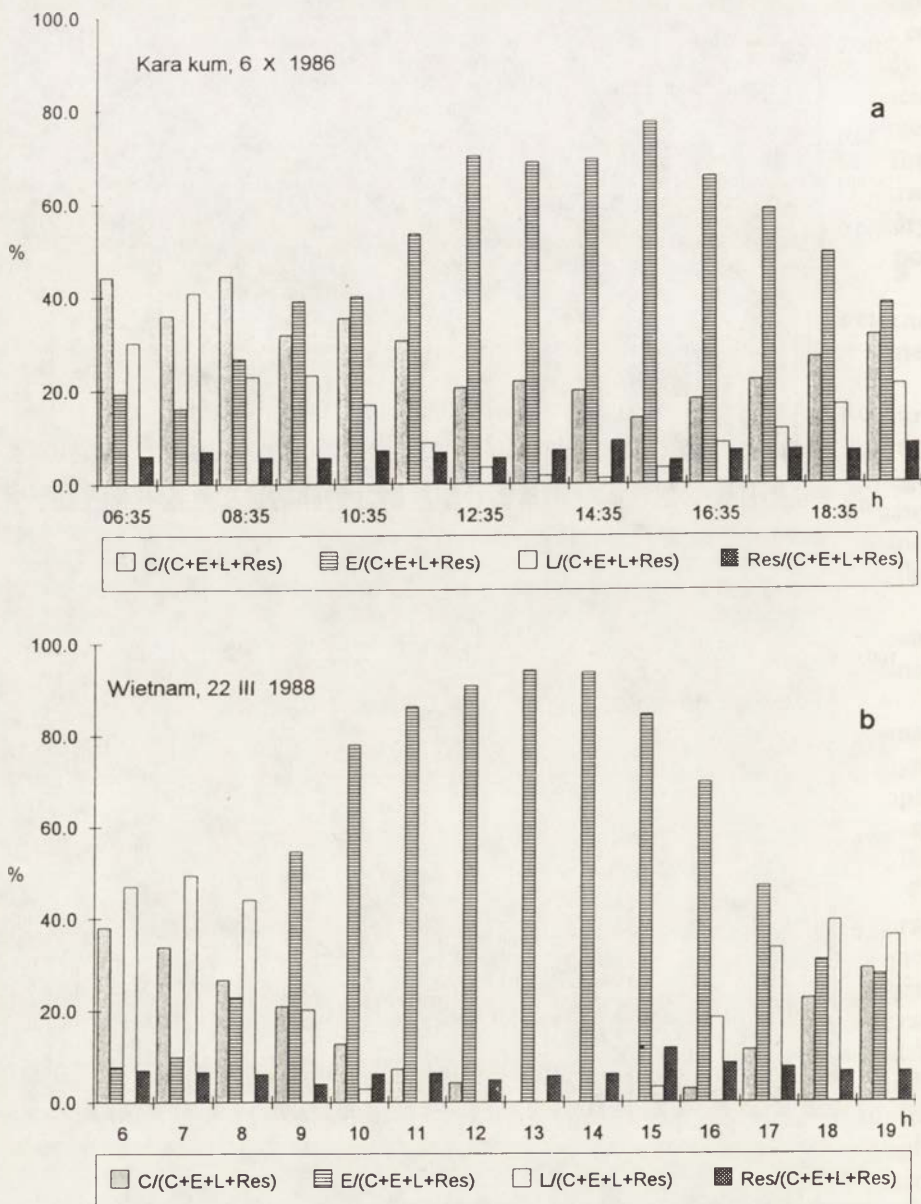
Cechą charakterystyczną struktury bilansu cieplnego człowieka w klimacie podzwrotnikowym suchym jest większy niż w klimacie kontynentalnym chłodnym udział ciepła zużywanego na parowanie. W godzinach wczesnopopołudniowych osiągają one prawie 80% wszystkich strat ciepła. Znaczniejszy udział strat ciepła jawnego i promieniowania długofalowego wystąpił tylko wcześniej rano (ryc. 2a).

Interesujący przebieg dzienny struktury strat ciepła obserwowano w porze suchej w klimacie monsunowym (ryc. 2b). Warunki meteorologiczne panujące w czasie badań terenowych (marzec 1988) odznaczały się znacznym natężeniem promieniowania słonecznego 800–1100 W m⁻², temperaturą powietrza 30–36°C, wilgotnością względną powietrza około 20–30%, prędkością wiatru 2–4 m s⁻¹. Temperatura skóry człowieka wynosiła 34,0–35,5°C. Straty ciepła na parowanie w godzinach 11–15 przekraczały w takich warunkach 90% ich ogólnej sumy, a więc stanowiły praktycznie jedyny sposób eliminacji ciepła z ustroju człowieka. Oddawanie ciepła odbywało się również w niewielkim stopniu poprzez parowanie wody z błon śluzowych górnych dróg oddechowych. W godzinach okołopołudniowych, gdy temperatura powietrza była wyższa od temperatury skóry, strumień ciepła jawnego i długofalowego miał znak dodatni, czyli był skierowany od atmosfery i podłoża ku powierzchni ciała człowieka i powiększał zyski ciepła (ryc. 2b).



Ryc. 1. Przebieg dzienny struktury strat ciepła z ciała człowieka w wybranych dniach
a — klimat przejściowy, umiarkowanie ciepły, b — klimat kontynentalny, umiarkowanie chłodny

Daily course of the structure of heat losses from the human body in selected days
a — intermediate temperate warm climate, b — continental temperate cool climate



Ryc. 2. Przebieg dzienny struktury strat ciepła z ciała człowieka w wybranych dniach
a — klimat podzwrotnikowy, suchy, b — klimat zwrotnikowy, monsunowy

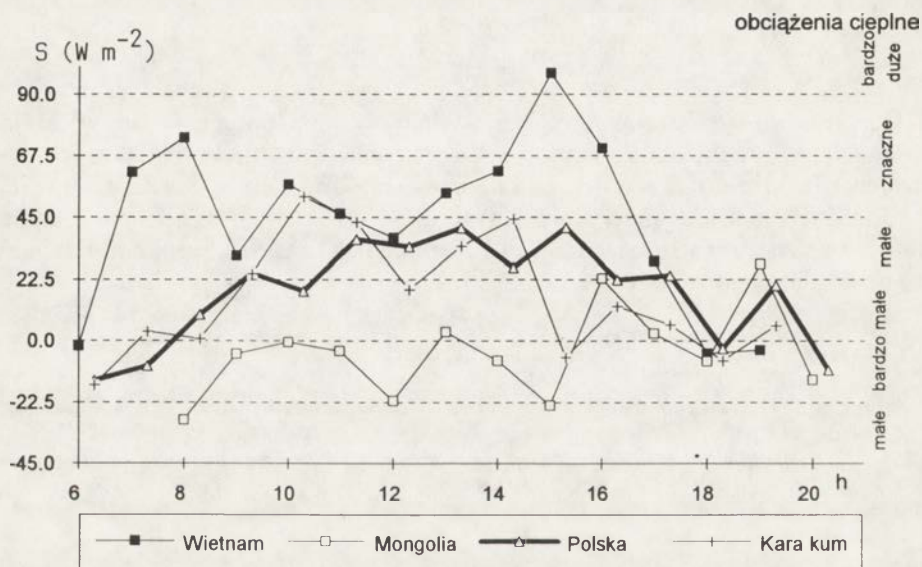
Daily course of the structure of heat losses from the human body in selected days
a — dry subtropical climate, b — monsoon, tropical climate

OBCIĄŻENIA CIEPLNE CZŁOWIEKA W RÓŻNYCH STREFACH KLIMATYCZNYCH

Jak już wspomniano, saldo wymiany ciepła (S) jest wskaźnikiem obciążeń cieplnych organizmu człowieka w danej sytuacji meteorologicznej. Według klasyfikacji K. Błażejczyka (1993) następujące wartości S oznaczają:

- $0,00 \pm 22,50 \text{ W m}^{-2}$ — bardzo małe obciążenia cieplne,
- $\pm 22,51 \pm 45,00 \text{ W m}^{-2}$ — małe obciążenia cieplne,
- $\pm 45,01 \pm 67,50 \text{ W m}^{-2}$ — znaczne obciążenia cieplne,
- $\pm 67,51 \pm 90,00 \text{ W m}^{-2}$ — bardzo duże obciążenia cieplne.

Rycina 3 przedstawia przebieg dzienny wielkości obciążeń cieplnych człowieka w 4 obszarach badawczych w tych samych dniach co w tabeli 1.



Ryc. 3. Przebieg dzienny salda wymiany ciepła (S) w wybranych dniach,
w różnych strefach klimatycznych

The daily course of net heat storage in selected days in different climatic zones

Badania wykazały, że zarówno w Polsce północno-wschodniej latem, (a więc w klimacie umiarkowanie ciepłym przejściowym), jak i wczesną jesienią na pustyni Kara-kum (w klimacie podzwrotnikowym suchym), dodatnie saldo wymiany ciepła nie przekraczało $45,00 \text{ W m}^{-2}$, co w świetle powyższej klasyfikacji oznacza małe i bardzo małe obciążenia cieplne. W umiarkowanie chłodnym kontynentalnym klimacie centralnej Mongolii saldo miało niewielkie wartości ujemne.

Interesujący przebieg dzienny salda wymiany ciepła obserwowano w Wietnamie środkowym (w klimacie zwrotnikowym, monsunowym). Rozpoczynający się około godziny 8 intensywny proces pocenia się spowodował spadek temperatury skóry człowieka, a obciążenia cieplne były porównywalne z tymi,

które występowały latem w Polsce północno-wschodniej. Proces ten trwał do około godziny 16, powodując cyklicznie powtarzające się fazy pocenia (a więc spadku temperatury skóry człowieka) i wysychania (co odpowiada nagrzewaniu się) powierzchni ciała człowieka. O małych obciążeniach cieplnych decydowały, oprócz temperatury skóry człowieka, znacząco niższe wartości pochłoniętego promieniowania słonecznego. Na uzyskane wyniki wpłynęło bliskie zenitu położenie Słońca; w przyjętym modelu ciała człowieka (pionowo usytuowana elipsoida), przy dużych wysokościach Słońca, aktywna powierzchnia ciała, do której dociera strumień energii krótkofalowej jest niewielka. Ponadto na otrzymanym wyniku zaważył fakt, że termoizolacyjność odzieży noszonej przez obserwatora w Wietnamie była niższa niż w Polsce, Mongolii i Turkmenistanie, wynosiła bowiem 0,5 clo.

PODSUMOWANIE

Otrzymane wyniki wskazują, że wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a atmosferą i podłożem zależy od specyficznych warunków pogodowych typowych dla klimatu każdej z badanych stref klimatycznych. Zastosowana w badaniach metoda, polegająca na analizie struktury strat ciepła z ciała człowieka, dostarcza interesujących informacji, ważnych z punktu widzenia samopoczucia i zdrowia człowieka.

LITERATURA

- Błażejczyk K. 1991, *Heat balance of the human body in different weather conditions in North-East Poland (the problem of thermal stress)*, Grana, 30, 1, 277–280.
- 1993, *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 159.
- Błażejczyk K., Krawczyk B. 1991, *Influence of climatic conditions on the heat balance of the human body*, Int. Journ. Biomet., 35, 2, 103–106.
- Krawczyk B., Błażejczyk K. 1991, *Wstępne badania bilansu cieplnego ciała człowieka na pustyni Kara-kum*, Przegl. Geogr., 63, 1–2, 143–154.
- Krawczyk B. 1993, *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 160.
- Skoczek J., Krawczyk B., Błażejczyk K. 1990, *Warunki topoklimatyczne i biotopoklimatyczne okresu letniego w dolinie Toly (Chentej, Mongolia)*, Przegl. Geogr., 62, 1–2, 121–136.

CONFERENCE PAPERS 23

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

- 1 — Restructuring of economies and regional development, 1988, s. 156
- 2 — Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, 1988, s. 184
- 3 — The state, modes of production and world political map, 1989, s. 186
- 4 — Problemy współczesnej topoklimatologii (Problems of contemporary topoclimatology), 1990, s. 226, zł 1500,-
- 5 — Agricultural classifications. A review of methodology, 1990, s. 69, zł 1000,-
- 6 — Global change regional research centres, 1990, s. 181, zł 2000,-
- 7 — The impact of urbanization upon rural areas, 1990, s. 272, zł 3000,-
- 8 — The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, 1990, s. 322, zł 4000,-
- 9 — Przestrzenne problemy zdrowotności (Spatial problems of health), 1990, s. 322, zł 4000,-
- 10 — Evolution of population and economic activities in urban regions, 1990, s. 168, zł 4000,-
- 11 — Geograficzne badania nad płodnością (Geographical research on fertility), 1991, s. 123, zł 5000,-
- 12 — Restructuring and spatial strategy, 1991, s. 203, zł 5000,-
- 13 — Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, 1991, s. 215, zł 20 000,-
- 14 — Sesja naukowa IGiPZ PAN 1991 (Annual Conference 1991), 1991, s. 156, zł 20 000,-
- 15 — Housing and urban policy in transition, 1992, s. 112, zł 20 000,-
- 16 — Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, 1992, s. 158, zł 20 000,-
- 17 — Współczesna geografia polityczna (Contemporary political geography), 1993, s. 128, zł 30 000,-
- 18 — Geography of organic matter production and decay, 1993, s. 188, zł 30 000,-
- 19 — Climate and atmospheric deposition studies in forests, 1994, s. 276, zł 150 000,-
- 20 — Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich (Environment changes of the Carpathians and Subcarpathian Basins), 1994, s. 124, zł 9,-/16,-
- 21 — EURO-MAB IV. Mountain zonality facing global change, 1995, s. 176.
- 22 — Polish eastern border — past and present problems, 1995, s. 96, zł 8,-/14,-