

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 23

**WSPÓŁCZESNE BADANIA
TOPOKLIMATYCZNE**

POD REDAKCJĄ
MAGDALENY KUCHCIK



WARSZAWA 2001

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

Komitet Redakcyjny:

Krzysztof Błażejczyk (redaktor)
Bronisław Górz
Andrzej Kowalczyk
Teresa Kozłowska-Szczęsna
Roman Soja
Alojzy Woś
Barbara Jaworska (sekretarz)

Wydawca:
IG i PZ PAN

Adres redakcji:
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
tel. (48-22) 69 78 851
fax (48-22) 620 62 21

PL - ISSN 0012-5032
ISBN 83-87954-21-7

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 23

**WSPÓŁCZESNE BADANIA
TOPOKLIMATYCZNE**

POD REDAKCJĄ
MAGDALENY KUCHCIK



WARSZAWA 2001

<http://rcin.org.pl>

Recenzent:

dr Józef Skoczek

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie / Introduction <i>Teresa Kozłowska-Szczęsna</i>	5
Badania podstawowe – metody i wyniki Basic research – methods and results	
Wybrane aspekty warunków termicznych Tatr oraz masywu Witoszy w Bułgarii Some features of thermal conditions of the High Tatras (Poland) and Vitosha (Bulgaria) <i>Jarostaw Baranowski, Magdalena Kuchcik</i>	9
Typy topoklimatu fragmentu Słowińskiego Parku Narodowego Topoclimates of the part of Słowiński National Park <i>Ewa Bednorz, Leszek Kolendowicz, Katarzyna Szyga-Pluta</i>	19
Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na dzienny przebieg pionowych gradientów termicznych w przygrunтовой warstwie powietrza Influence of atmospheric circulation on diurnal course of vertical thermal gradients in the air layer near the ground <i>Anita Bokwa</i>	33
Związek rodzajów chmur z dobowym przebiegiem temperatury powietrza (na przykładzie Krakowa) Relation between cloud genera and daily air temperature course (an example of Cracow) <i>Dorota Matuszko</i>	41
Winter air temperature patterns in the Serra da Estrela, Portugal <i>Carla Mora, Maria João Alcoforado, Gonçalo Teles Vieira</i>	51
Badania topoklimatyczne prowadzone na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego Topoclimatic investigations carried out in the Bieszczady National Park <i>Marek Nowosad</i>	53
Wpływ zmian użytkowania ziemi w dolinie Raby na warunki termiczne zbiorowiska leśnego <i>Tilio-Carpinetum</i> Influence of land use changes in the Raba valley on thermal conditions of <i>Tilio-Carpinetum</i> forest community <i>Barbara Obrębska-Starkłowa</i>	59
Sezonowe zmiany temperatury i wilgotności powietrza w jaskiniach Ojcowskiego Parku Narodowego Seasonal changes of air temperature and humidity in the caves in Ojców National Park <i>Agnieszka Podstawczyńska-Bienias, Tomasz Charciarek</i>	75
Low cost data loggers for air, soil and rock temperature monitoring. Design and implementation <i>Gonçalo Teles Vieira, Carla Mora, Miguel Ramos</i>	87

Topoklimatologia miejska Urban topoclimatology

The thermal comfort in the green space of Lisbon: the gardens of the Gulbenkian Foundation <i>Henrique Andrade</i>	89
Stopień przesłonięcia horyzontu a natężenie miejskiej wyspy ciepła w Łodzi Degree of the horizon obstruction and urban heat island intensity in Łódź <i>Krzysztof Foruniak</i>	91
Pionowa struktura termiczna i prędkość pionowa powietrza warstwy granicznej atmosfery (WGA) w warunkach miejskich w świetle rejestracji sodarowych Vertical structure of temperature and vertical velocity of air in the Atmospheric Boundary Layer (ABL) in urban area according to sodar registrations <i>Jerzy Ludwik Pyka, Jacek Piasecki, Piotr Ropuszyński, Andreas Pflitsch</i>	101
Zróznicowanie warunków biotopoklimatycznych w Kielcach Differentiation of biotopoclimatic conditions in Kielce <i>Grzegorz Żarnowiecki, Grzegorz Szalach</i>	119
Kartowanie topoklimatyczne Topoclimatic mapping	
Koncepcja przeglądowej mapy topoklimatycznej Polski Concept of topoclimatic map of Poland <i>Krzysztof Błażejczyk</i>	131
Uwagi o wykorzystaniu klasyfikacji J. Paszyńskiego do kartowania topoklimatycznego (z doświadczeń Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego) Some remarks about the using of Paszynski's classification in topoclimatic mapping <i>Bożena Kicińska, Krzysztof Olszewski, Elwira Żmudzka</i>	143
Problem granic typów topoklimatu w świetle wyników badań prowadzonych na Pojezierzu Kaszubskim The problem of the topoclimate types borders in the light of the researche taken at the Kaszubian Lake District <i>Józef Korzeniewski, Jerzy A. Trapp, Andrzej Wyszkowski</i>	153
Wydzielanie i kartowanie topoklimatów na podstawie wymiany energii między atmosferą a podłożem Topoclimatological mapping based on the energy exchange at the interface earth-atmosphere <i>Janusz Paszyński</i>	163
Autorzy artykułów	171

WPROWADZENIE

Tom zawiera teksty referatów i posterów przedstawionych na IV Konferencji Klimatologicznej, na temat *Współczesne badania topoklimatyczne*, zorganizowanej w Warszawie w dniach 27-30 września 2000 r. W konferencji uczestniczyło: 48 osób, w tym 4 z zagranicy. Była to już kolejna konferencja zorganizowana przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk.

I konferencja z okazji 25 lat działalności Zakładu Klimatologii poświęcona *Metodom kartowania topoklimatycznego* odbyła się w dniach 21-23 września 1978 r. w Szymbarku i zgromadziła 79 uczestników.

II konferencja z okazji 35 rocznicy Zakładu Klimatologii dotyczyła *Problemów współczesnej topoklimatologii*, miała miejsce w dniach 7-9 października 1988 r. w Starym Polu przy udziale 55 osób, w tym 15 z zagranicy.

III konferencję, z okazji 40 lat istnienia Zakładu i Jubileuszu profesora Janusza Paszyńskiego, zorganizowano w dniach 7-9 listopada 1994 r. w Radzikowie koło Błonia. Jej tematem *Współczesne badania topoklimatyczne w kraju i za granicą*, a uczestniczyło 65 osób, w tym 6 z zagranicy.

W obecnej, IV konferencji nawiązano do przypadającej ponad rok temu 45 rocznicy powstania Zakładu Klimatologii IG i PZ PAN.

Działalność naukowa Zakładu w minionym wieloleciu w dużej mierze była i jest nadal skierowana na badania klimatu lokalnego (topoklimatu), co wymaga zarówno studiów stacjonarnych jak i ekspedycyjnych. Prowadzone w tym zakresie prace można podzielić na trzy grupy, zależnie od rodzaju terenu badań: a) badania klimatu obszarów rolniczych, b) badania klimatu obszarów miejsko - przemysłowych, c) badania klimatu obszarów uzdrowiskowych. Efektem dotychczasowych badań topoklimatycznych było blisko 200 prac opublikowanych (co stanowi około 22% ogółu prac pracowników Zakładu w minionych 45 latach), wykonano także ponad 60 ekspertyz zawierających mapy topoklimatyczne.

Badania klimatu lokalnego prowadzono w różnych regionach Polski: na wybrzeżu Bałtyku, na Pojezierzu Pomorskim, na Pojezierzu Mazurskim (okolice Mrągowa), na obszarze Suwalskiego Parku Krajobrazowego (nad jeziorem Udziejek), na Nizinie Wielkopolskiej (Turew), na Wyżynie Sandomierskiej (okolice Sandomierza), w Niece Nidziańskiej (Pińczów), na Pogórzu Sudeckim (Wojcieszów), na Wyżynie Lubelskiej (Felin), w Warszawie i jej okolicach (Belsk, Borowa Góra, Łomianki, Serock), na terenie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, a także na obszarze 22 uzdrowisk i miejscowości potencjalnie uzdrowiskowych położonych w różnych warunkach fizycznogeograficznych kraju. Tymi ostatnimi objęto a) uzdrowiska statutowe: Augustów, Ciechocinek, Cieplice Śląskie Zdrój, Czerniawa Zdrój, Iwonicz Zdrój, Kudowa Zdrój, Polańczyk, Połczyn Zdrój, Rymanów Zdrój, Świeradów Zdrój, Ustka; b) miejscowości występujące o status uzdrowiska: Supraśl, Krasnobród; c) miejscowości potencjalnie uzdrowiskowe: Bolków, Czarna Górna, Dźwirzyno, Komańcza, Kowary, Łeba, Rabe, Tylicz, Złockie.

Szczegółowe badania terenowe pozwoliły na wszechstronną analizę klimatu lokalnego i jego ocenę na ściśle określone potrzeby praktyczne. Najistotniejszym efektem tego rodzaju prac były mapy analityczne, syntetyczne, oceniające (bonitacyjne) i prognostyczne. Wykonywane one były zarówno

metodami bezpośrednimi (np. rozkładu przestrzennego poszczególnych elementów i wskaźników klimatycznych, w postaci izolinii, odchyłań danego elementu od wartości przeciętnych notowanych na stacji meteorologicznej), jak i metodami pośrednimi (rozkładu względnych wartości podstawowych elementów meteorologicznych, przewietrzania efektywnego, względnego promieniowania efektywnego), a także przy zastosowaniu najnowszych technik z wykorzystaniem zdjęć lotniczych i obrazów satelitarnych.

Pracownicy Zakładu wykonali wiele map oceniających, jak na przykład: mapa oceny terenu byłego województwa bielskiego na potrzeby lecznictwa i wypoczynku, topoklimatyczna mapa oceniająca województwa katowickiego na potrzeby rolnictwa, mieszkalnictwa i wypoczynku, mapa zróżnicowania biotopoklimatycznego Warszawy, mapa oceny warunków topoklimatycznych okolic Włocławka na potrzeby wypoczynku podmiejskiego, mapa bonitacyjna Polski północno-wschodniej na potrzeby rekreacji.

Mapy prognostyczne dotyczyły między innymi stopnia zagrożenia przymrozkami radiacyjnymi (okolice Pińczowa) oraz rozkładu przewidywanych prędkości wiatru i temperatury powietrza na obszarze Warszawy.

Z chwilą wprowadzenia do badań, w latach 60., nowego podejścia, biorącego pod uwagę bilans cieplny powierzchni czynnej, powstawały sukcesywnie mapy topoklimatów na podstawie sposobu kształtowania się wymiany cieplnej w warstwie czynnej pod wpływem czynników lokalnych, np. Kotliny Biebrzańskiej, Beskidu Makowskiego, okolic Warszawy, Włocławka i Ciechocinka, Polski północno-wschodniej, Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego.

W latach 70. czynione były próby zastosowania bilansu cieplnego człowieka do wydzielania jednostek bioklimatycznych na przykład okolic Warszawy, Ciechocinka, Supraśla, Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Studia w tym zakresie pozwoliły na opracowanie modelu MENEX, stosowanego w badaniach wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego.

Badania topoklimatyczne poza granicami kraju prowadzone były w Bułgarii (Witosza), Francji (Pikardia), Mołdawii (rejon Orgejevski), Mongolii (góry Chentej), Rosji (Centralno-Czarnoziemny Rezerwat Przyrody koło Kurska), Turkmenistanie (pustynia Kara-kum), Szwajcarii (rejon Mohlin), Wietnamie (Płaskowyż Tay Nguyen). Efektem tych badań było szereg opracowań zawierających mapy topoklimatyczne. Ekspedycja do Wietnamu zaowocowała ponadto ekspertyzą na temat wpływu roślinności zacieniającej i wiatrochronnej na stosunki termiczne plantacji doświadczalnej Instytutu Kawy w Ea-Kmat.

Należy także wspomnieć o studiach prowadzonych w Japonii w okolicy miasta Nara. Korzystając z obrazów satelitarnych i pomiarów naziemnych wykonano mapy rozkładu energii cieplnej emitowanej z powierzchni czynnej.

Na IV Konferencji Klimatologicznej w Warszawie wyniki swoich badań zaprezentowali pracownicy naukowcy z 10 krajowych ośrodków klimatologicznych oraz goście z Centrum Studiów Geograficznych Uniwersytetu w Lizbonie. Obrady odbywały się w trzech sesjach. Pierwsza dotyczyła badań podstawowych (metody i wyniki), druga topoklimatologii miejskiej, a trzecia kartowania topoklimatycznego.

Teresa Kozłowska-Szczęsna

INTRODUCTION

This issue contains the lectures and posters presented on the fourth *Conference on the Contemporary Topoclimatic Research* that held in Warsaw from 27 to 30 September 2000. In the conference 48 participants (3 from Portugal) took part. It was the successive conference organised by the Climatology Department, Institute of Geography and Spatial Organisation, Polish Academy of Sciences.

The first conference *Methods of Topoclimatic Studies* was organised at the 25 anniversary of the Climatology Department of the Polish Academy of Sciences, on 21-23 September 1978 in Szymbark. 79 climatologists were participated at this conference.

The second conference *Problems of Contemporary Topoclimatology* was arranged for the 35 anniversary of the Department and being held on 7-9 October 1988 in Stare Pole (55 participants, 15 from the foreign scientific centres).

The third conference *Recent Polish Climatological Investigations in Poland and Abroad* was organised at the 40 anniversary of the Climatology Department as well as the jubilee of its Head Professor Janusz Paszyński. It was held in Radzików on 7-8 November 1994 (65 participants, 6 foreign guests).

The fourth meeting referred also to the past 45 anniversary that gives the opportunity to recall previous and present contemporary Department activity.

Scientific activity of the Climatology Department has been considerable oriented and are further continued on the local climate (topoclimate) researches. That scope requires both the stationary studies and field investigations. The studies, being carried, were divided into three groups according to the areas concerned: a) researches on the climate of rural areas, b) urban-industrial areas, c) health resorts areas. In the result almost 200 were published (22% of all works of Department in the past 45 years) and more than 60 expert's reports with topoclimatic maps included were done.

Studies on local climate of the rural areas have been carried out in different regions of Poland: Baltic Seaside, Pomorskie Lakeland, Masurian Lakes District (Mrągowo), Suwałki Landscape Park (close zone of Udziejek Lake), Wielkopolska Lowland (Turew), Sandomierz Upland (Sandomierz), Nida Basen (Pińczów), Sudety Foothills (Wojcieszów), Lublin Upland (Felin), vicinity of Warsaw (Belsk, Borowa Góra, Łomianki, Serock) and Upper Silesian Industrial District.

Research on climate and bioclimate has been conducted in 22 health resorts and recreational localities represented various physico-geographical conditions of Poland. They were a) health resorts: Augustów, Ciechocinek, Cieplice Śląskie Zdrój, Czerniawa Zdrój, Iwonicz Zdrój, Kudowa Zdrój, Polańczyk, Połczyn Zdrój, Rymanów Zdrój, Świeradów Zdrój and Ustka; b) places to become the health resort: Supraśl and Krasnobród; c) recreational localities: Bolków, Czarna Góra, Dźwirzyno, Komańcza, Kowary, Łeba, Rabe, Tylicz and Złockie.

The detailed local research enabled an extensive analysis of local climate and its valuation for many practical purposes. In an effect of these works several maps: analytical, synthetic, evaluating and prognostic were created. They were made with the use of various methods, e.g. simple methods (spatial distribution of particular meteorological elements and climatic indices, isolines, deviation of particular meteorological element from the mean values characteristic for local meteorological station), indirect methods (distribution of the relative values of basic meteorological parameters,

effective ventilation, relative radiation) as well as the latest measurement techniques including remote sensing and satellite images.

The evaluating maps referred to the need for therapeutic and recreational facilities (the Bielsko-Biała region), the need for recreation (evaluating map of the North-East Poland), for suburban recreation (topoclimatic map of the surroundings of Włocławek), for agriculture, housing and recreation (Katowice region). It was also created the map of biotopoclimatic differentiation of Warsaw.

The prognostic maps concerned: the hazards of radiation frosts (the surroundings of Pińczów), predicted differentiation of air temperature and wind speed in Warsaw.

In 60s, with the new approach to the climatic research, based on the energy balance of an active surface, the new maps were successively created. The local differences in energy exchange was the basis of topoclimatic maps for Biebrza Basin, North–Eastern Poland, Beskid Makowski, the vicinity of Warsaw, Włocławek and Ciechocinek and Upper Silesian Industrial District.

In 70s, the method of the human heat balance was used to distinguish bioclimatic units in the region of Warsaw, Ciechocinek, Supraśl and in Suwałki Landscape Park.

The studies within the scope of the heat balance of the human body allow to elaborate model MENEX, applied for investigations concerning heat exchange between the man and his surroundings, under various conditions of geographical environment.

Foreign research programme involved topoclimatic investigations in Bulgaria (Vitoshka), France (Picardy), Moldova (Orgeevski region), Mongolia (Khentey Mountains), Russia (Central Chernozem Nature Reserve – Kursk), Switzerland (Mohlin region), Turkmenistan (Kara-kum Desert), Vietnam (Tay Nguyen Plateau). In the result, several studies have been completed, among them an expertise about the influence of shadowing and wind-protective vegetation on thermal conditions on coffee plantation in Ea-Kmat (Vietnam).

The studies in the surroundings of Nara town in Japan that have been conducted during the recent years should be also mentioned. They based on satellite images and aimed at determination of the heat flows over the active surface.

On the fourth Topoclimatic Conference scientists from 10 Polish climate centres and foreign guests from the Centre of Geographical Studies University of Lisboa presented the results of their research. Proceedings were grouped into three sections. First concerned the basic studies (methods and results), second – urban topoclimatology, third – topoclimatic mapping.

Teresa Kozłowska-Szcześna

WYBRANE ASPEKTY WARUNKÓW TERMICZNYCH TATR ORAZ MASYWU WITOSZY W BULGARII

Jarosław Baranowski, Magdalena Kuchcik

Abstract: The paper presents the solar radiation, air temperature, temperature gradient and wind velocity in two different mountain ridges: High Tatras and Vitosha. It points out the role of relief, the land cover or exposure in forming thermal conditions. Glacial relief and alpine character of Tatras determine the solar and thermal features stronger than the older, lower, mountains e.g. Vitosha. On both Tatras and Vitosha the temperature gradient seems to be most dependent on wind velocity.

Key words: air temperature, solar radiation, High Tatra, Vitosha (Bulgaria).

Wstęp

Wnikliwe studia reżimu termicznego Tatr można znaleźć już w pracach E. Romera (1946), M. Orlicza (1960), J. Michalczewskiego (1955) czy M. Hessa (1965). Warunki termiczne związane bezpośrednio z promieniowaniem słonecznym, modyfikowane są przez szatę roślinną, ukształtowanie terenu, ekspozycję zboczy. Już w latach 1924 i 1926 E. Stenz (1925, 1928) prowadził pomiary promieniowania słonecznego w rejonie Zakopanego. Dotyczyły one wpływu różnicy wzniesienia nad poziomem morza na natężenie promieniowania słonecznego. Podobne badania przeprowadził w 1952 r. W. Chełchowski (1955), uzupełnił je następnie pomiarami na Kasprowym Wierchu. W latach 1953-1954 S. Zakrent (1955) mierzył, w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu, natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego na powierzchni poziomej oraz prostopadłej do promieni słonecznych, a także natężenie promieniowania rozproszonego. Wszystkie pomiary wykonywane były solarymetrami Molla-Gorczyńskiego.

W późniejszych latach warunki solarne i termiczne Tatr analizowano w powiązaniu z roślinnością. M. Hess (1961, 1968) wydzielił i scharakteryzował piętra klimatyczne obszarów górskich (Alpy Wschodnie, Karpaty Zachodnie, Sudety). B. Obrębska-Starkłowa (1968) badała wpływ lasu na mezoklimat na przykładzie Gorców. Stwierdziła, że badane środowisko leśne nie różni się pod względem średniej rocznej temperatury od otwartej przestrzeni, ale powoduje zmniejszenie różnic pomiędzy średnią temperaturą w kolejnych miesiącach, działając ochładzająco w półroczu ciepłym i łagodząc spadki temperatury w półroczu zimowym.

Obecne informacje o klimacie Tatr zbierane są na kilku stacjach meteorologicznych IMGW znajdujących się w ich obrębie. W nieprzerwany sposób działają jedynie stacje na Kasprowym Wierchu i na Hali Gąsienicowej. Okresowo, w latach ubiegłych, różne instytucje naukowe uruchamiały własne stacje pomiarowe.

Większość badań klimatycznych, z powodu ograniczeń sprzętowych, prowadzona była tylko w wybranych punktach. Wskutek tego zebrano niewiele informacji, które umożliwiłyby opisanie lokalnych stosunków klimatycznych panujących we wnętrzu masywu górskiego, a z uwagi na bardzo zróżnicowane warunki przyrodnicze, uzyskanie takich danych wymaga gęstej sieci pomiarowej.

W niniejszej pracy starano się pokazać, na przykładzie dwóch różnych masywów górskich, wpływ orografii i pokrycia terenu na warunki solarne i termiczne.

Material i metoda

W opracowaniu wykorzystano wyniki badań terenowych klimatu lokalnego z dwóch różnych masywów górskich: polskich Tatr Wysokich oraz masywu Witoszy w Bułgarii.

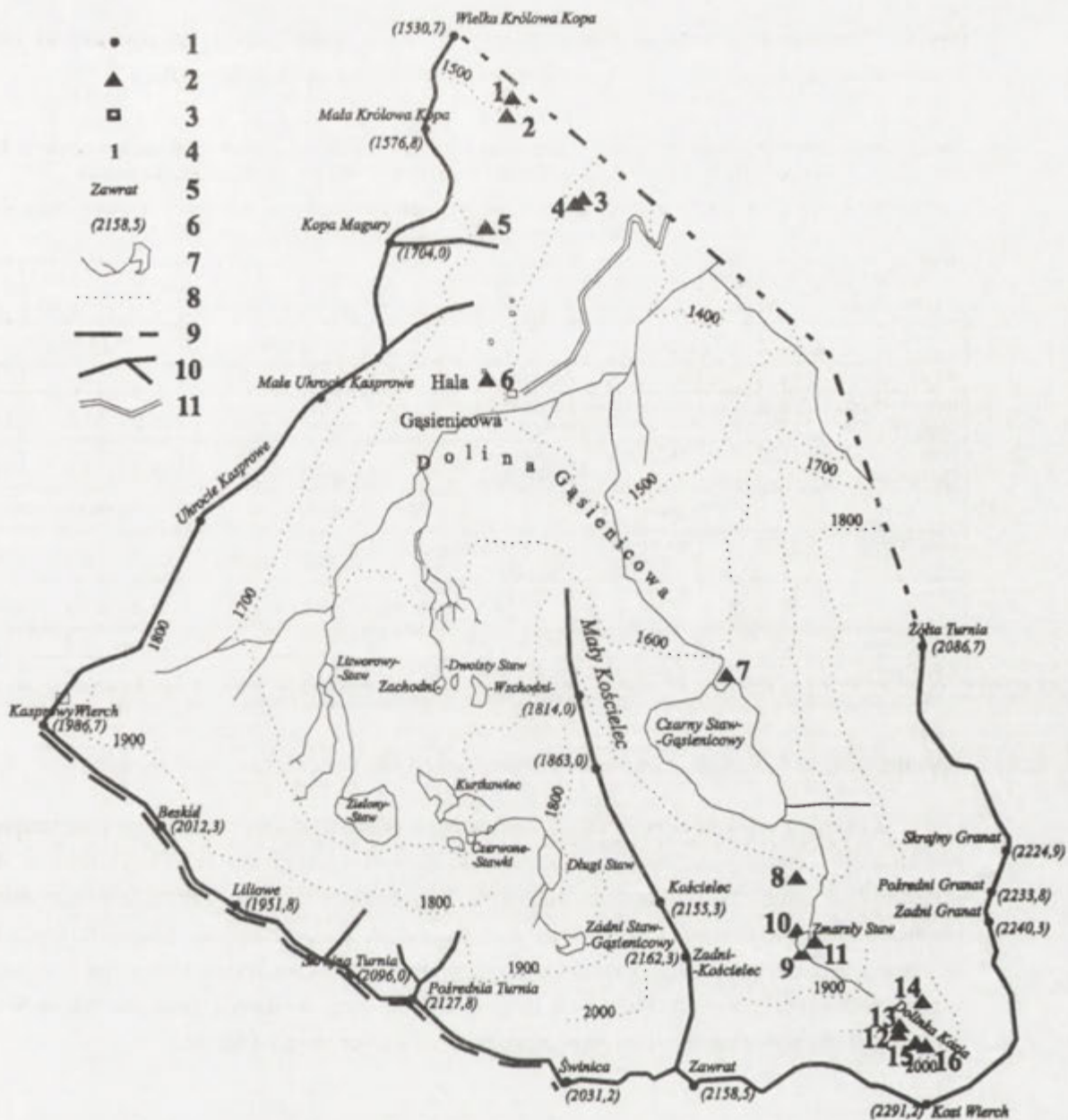
Badania w Tatrach organizowane są przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN od 1997 r. Każdego lata, w sierpniu, na Hali Gąsienicowej i w jej otoczeniu prowadzone były pomiary niektórych elementów meteorologicznych, które analizowano następnie z uwzględnieniem ogólnych warunków pogodowych, stopnia zastąpienia horyzontu, ukształtowania i rodzaju pokrycia terenu.

W kolejnych latach okresu 1997-2000 stanowiska pomiarowe lokalizowane były w różnych miejscach Hali Gąsienicowej i jej najbliższej okolicy, m.in.: w kotle Kasprowego, w Koziej Dolince, pod Przełęczą Liliowe, pod Świnicą (ryc. 1). W punktach tych, pod specjalnymi osłonami, na wysokości 5 cm nad gruntem umieszczano termometry ekstremalne. Ponadto w wybranych miejscach, wykorzystując pyranometry Bellaniego mierzono sumy dobowe promieniowania słonecznego. Równocześnie, działały 3 stacje automatyczne, przy czym jedna z nich stale znajdowała się w ogródku meteorologicznym stacji IMGW na Hali Gąsienicowej i traktowana była jako stacja bazowa. Na stacjach automatycznych, na wysokości 2 m n.p.g., dokonywano pomiaru krótkofalowego promieniowania słonecznego (bezpośredniego, rozproszonego i odbitego), temperatury powietrza oraz prędkości wiatru.

Masyw Witoszy, położony 20 km na południe od Sofii, charakteryzuje się innymi niż Tatry warunkami fizycznogeograficznymi oraz klimatycznymi. Leży on w obszarze przejściowym, w rozległym obniżeniu pomiędzy młodymi górami na północy (Stara Płanina) a starymi górami paleozoicznymi (Rodopy) na południu. Obszar przejściowy charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem ukształtowania powierzchni. Obok wzniesień i grzbietów o rzeźbie pogórskiej czy typowej dla gór średnich, występują tam małe i wielkie kotliny położone na różnej wysokości. Największą z nich (Kotlinę Sofijską) zamyka od południa zwarty masyw Witoszy, najwyższa w pasie przejściowym, wulkaniczna grupa górską (Maruszczak 1971).

Witoszę cechują rozległe, wysoko położone zrównania, nad którymi sterczą nieliczne i niewielkie szczyty. Wyglądem przypomina nieco polskie Bieszczady, jest jednakże od nich wyższa, z kulminacją na Gołym Wierchu (1830 m n.p.m.). Gołoborza powstałe na szczytach ukryte są w bogatej roślinności hal wysokogórskich, gdzie wytworzyły się także torfowiska wysokie, zaś stoki Witoszy (zwłaszcza północne) pokrywają bujne lasy.

Badania naukowe Zakładu Klimatologii IGiPZ PAN w Bułgarii, możliwe dzięki współpracy z Instytutem Geografii Bułgarskiej Akademii Nauk, przeprowadzono we wrześniu 1999 r. Ich celem było zebranie informacji o pionowym zróżnicowaniu warunków termicznych w górach o innym, niż Tatry charakterze i położonych w innej strefie klimatycznej. Przy wyborze punktów pomiarowych na Witoszy kierowano się podobieństwem ich położenia do odpowiednich stanowisk w Tatrach, zarówno pod względem wysokości n.p.m., jak i charakteru podłoża. Analiza warunków termiczno-radiacyjnych Witoszy przeprowadzona została w analogiczny sposób jak w Tatrach, z wykorzystaniem termometrów maksymalnych (umieszczonych w kilku punktach 5 cm nad gruntem) oraz dwóch automatycznych stacji, na których na wysokości około 170 cm n.p.g rejestrowane było całkowite promieniowanie słoneczne, temperatura powietrza i prędkość wiatru.



Ryc. 1. Tatry – obszar prowadzonych badań. Objasnienia: 1 – szczyty górskie, 2 – punkty pomiarowe, 3 – zabudowania, 4 – numer punktu pomiarowego i numer profilu, 5 – nazwa szczytu, 6 – wysokości szczytów, 7 – strumienie i jeziora, 8 – poziomicze, 9 – granica państwowa, 10 – grzbiety górskie, 11 – droga

High Tatras – area of investigations. Explanations: 1 – picks, 2 – observation posts, 3 – buildings, 4 – number of observations posts and number of profile, 5 – name of picks, 6 – picks altitude, 7 – streams and lakes, 8 – isohips, 9 – state border, 10 – mounts ridges, 11 – road

W niniejszym opracowaniu wykorzystano jedynie niewielką część wyników badań tatrzańskich z lat 1998-1999. Do analizy, spośród stanowisk w Tatrach, wybrano punkty o podobnej ekspozycji i wysokości n.p.m do punktów na Witoszy (tab. 1). Obliczono średnią maksymalną temperaturę powietrza (z okresu 6-13.09.1999 na Witoszy oraz 5-19.08.1999 w Tatrach) z poziomu 5 cm nad gruntem, w punktach różniących się od siebie rodzajem podłoża, ekspozycją i wysokością n.p.m.

(ryc. 4). Temperaturę powietrza, rejestrowaną przez stacje automatyczne umieszczone na różnych wysokościach n.p.m., analizowano z uwzględnieniem warunków anemometrycznych.

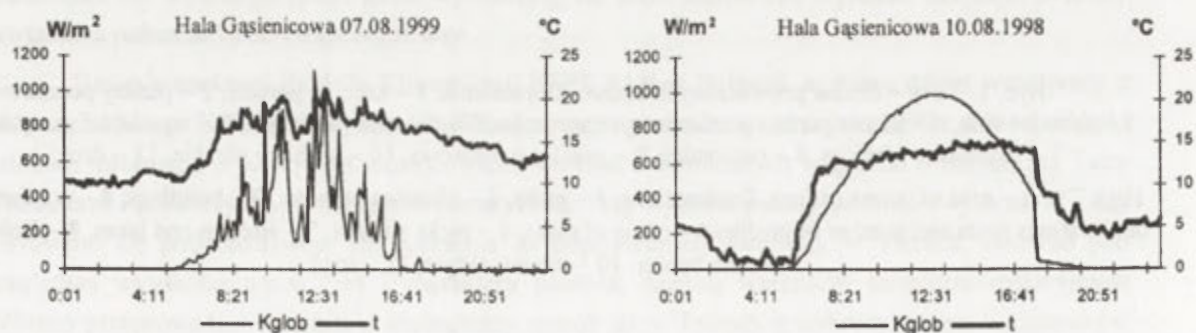
Tab. 1. Średnia wartość (od godz. 10 do 17) temperatury powietrza, prędkości wiatru oraz zachmurzenia w Tatrach i w masywie Witoszy w analizowanych dniach i w wybranych punktach pomiarowych

Mean values (for the period from 10:00 to 17:00) of air temperature, wind velocity and cloudiness in the Tatras and Vitosha on analysed days and on the chosen posts

Lokalizacja Localisation	Wysokość Height	Ekspozycja Exposition	Pokrycie terenu Land cover	t [°C]	v [m/s]	N [%]	t [°C]	v [m/s]	N [%]
Tatras				07.08.1999			10.08.1998		
Kozia Dolina	1930	W	piarg / scree	13,8	1,3	80	-	-	-
Kocioł Kaspro- wego Wierchu	1820	NE	niska trawa low grass	-	-	-	10,9	1,9	10
Hala Gąsienicowa	1520	ENE	wysoka trawa high grass	12,8	0,6	80	14,1	1,9	10
Vitosha				08.09.1999			09.09.1999		
Goły Wierch	1830	wierzchow- na / plateau	wysoka trawa high grass	5,1	3,3	25	6,8	0,4	10
Baza	1350	N	pastwisko pasture	9,3	2,7	15	12,4	1,1	10
Dragolewce	850	N	sad / orchard	-	-	-	15,0	1,5	10
Rawnopole	500	równina plain	niskie trawa low grass	15,7	1,8	10	-	-	-

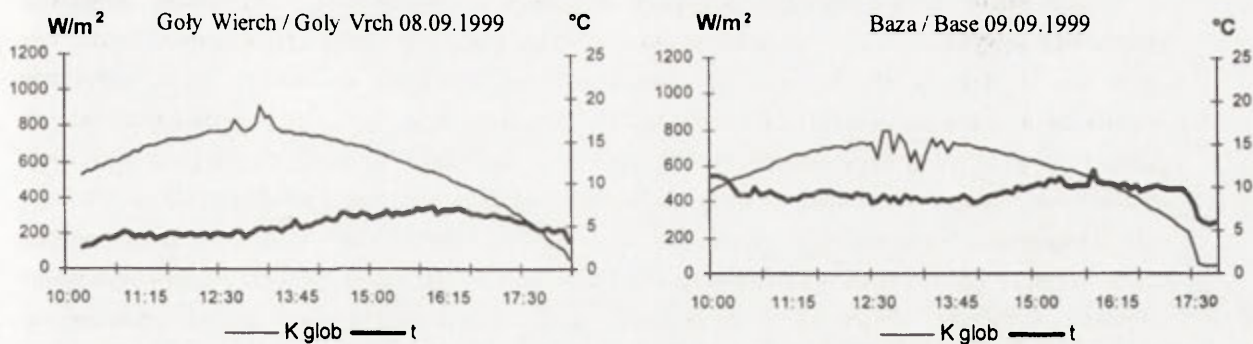
Wyniki

Z przedstawionych na rycinach 2 i 3 przebiegów promieniowania słonecznego oraz temperatury powietrza w Tatrach i na Witoszy, w dniu słonecznym i pochmurnym (Tatry) oraz w dniach słonecznych, ale o różnej temperaturze powietrza (Witosza) wynika, że w Tatrach zmianom natężenia promieniowania słonecznego odpowiadały szybsze niż na Witoszy zmiany temperatury powietrza. W Tatrach, widoczny jest nagły wzrost temperatury powietrza po wschodzie słońca, jak i wyraźny jej spadek, po zachodzie (ryc. 2). Najwyższa temperatura powietrza występuje, podobnie jak na Witoszy, około 3 godziny po maksimum natężenia promieniowania słonecznego. (ryc. 3).



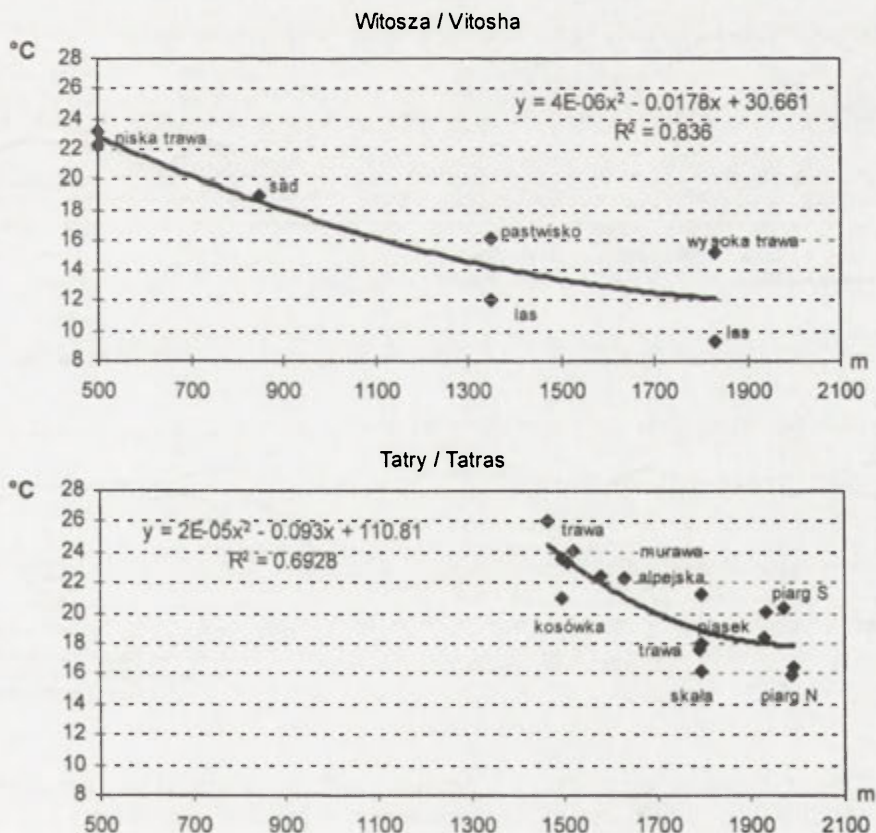
Ryc. 2. Całkowite promieniowanie słoneczne (Kglob) i temperatura powietrza (t) na Hali Gąsienicowej w Tatrach w wybranych dniach

Global solar radiation (Kglob) and air temperature (t) in the Tatras (Hala Gąsienicowa) on chosen days



Ryc. 3. Całkowite promieniowanie słoneczne (Kglob) i temperatura powietrza (t) na Witoszy w wybranych dniach
Global solar radiation (Kglob) and air temperature (t) in Vitosha on chosen days

Spadek temperatury powietrza wraz ze wzrostem wysokości jest większy w Tatrach, gdzie pomiędzy stanowiskami o podłożu trawiastym, położonymi na wysokości od 1500 do 1900 m n.p.m różnice temperatury maksymalnej wynoszą 5 deg (na wykresie przedstawiono średnią temperaturę maksymalną na wszystkich stanowiskach pomiarowych założonych w sierpniu 1999 r.). Na Witoszy między poziomami 1350 i 1830 m n.p.m. oraz stanowiskami o podobnym rodzaju podłoża różnice osiągają jedynie 2 deg (ryc. 4).

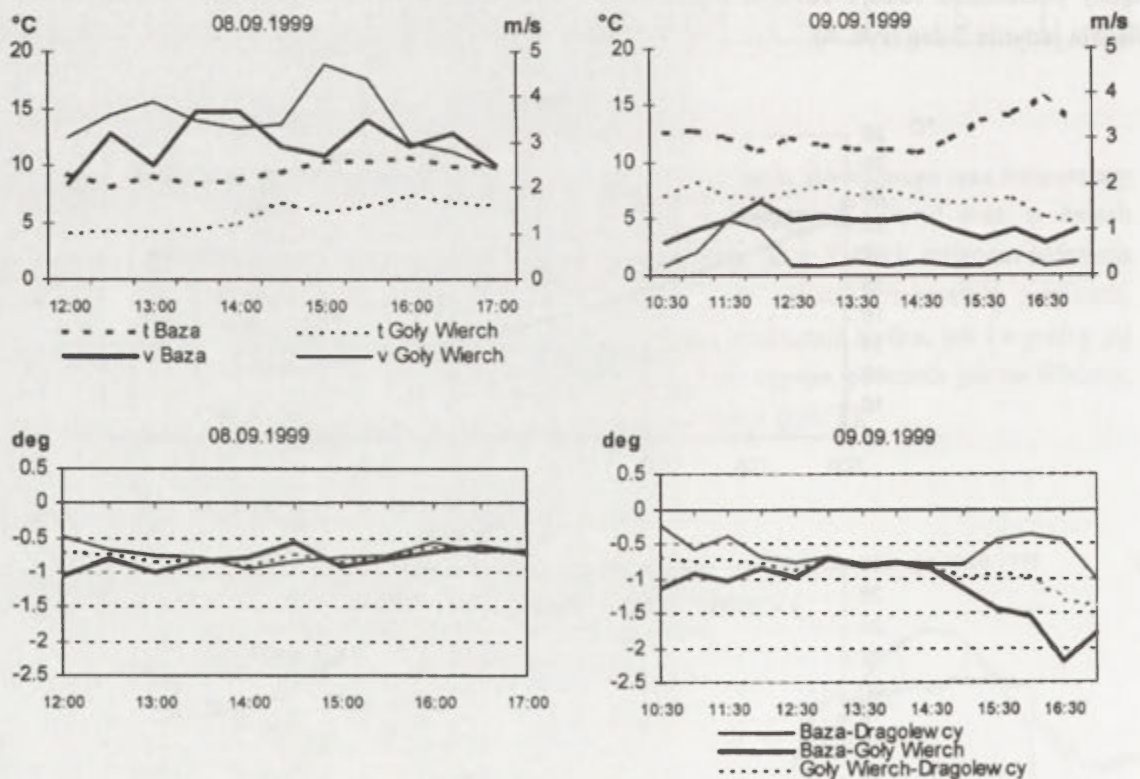


Ryc. 4. Średnia temperatura maksymalna z poziomu 5 cm nad gruntem na wybranych stanowiskach pomiarowych w Tatrach (5-19.08.1999) i na Witoszy (6-13.09.1999)

Mean maximum air temperature from the 5 cm above the ground on chosen posts in the Tatra (5-19.08.1999) and Vitosha (6-13.09.1999)

Uzyskane wyniki wyraźnie wskazują na zależność maksymalnej temperatury powietrza mierzonej na wysokości 5 cm nad gruntem od ekspozycji, rodzaju podłoża, charakteru roślinności lub jej braku. W Tatrach, wśród posterunków położonych na wysokości do 1600 m n.p.m, najwyższa średnia temperatura maksymalna cechowała podłoże trawiaste, z kolei wśród punktów usytuowanych powyżej 1900 m n.p.m najwyższa średnia temperatura maksymalna wystąpiła na piargu o ekspozycji południowej, najniższa - na piargu o ekspozycji północnej. Rola ekspozycji przejawiała się na Witoszy, gdzie temperatura maksymalna na północnym stoku (16,1°C – BAZA) była tylko nieznacznie wyższa od temperatury powietrza na wierzcholinie (15,1°C – GOŁY WIERCH), pomimo różnicy wysokości wynoszącej 480 m. Wpływ na to mógł mieć także rodzaj samej trawy - bujnej, wysokiej na wierzcholinie i niskiej, słabej w punkcie BAZA.

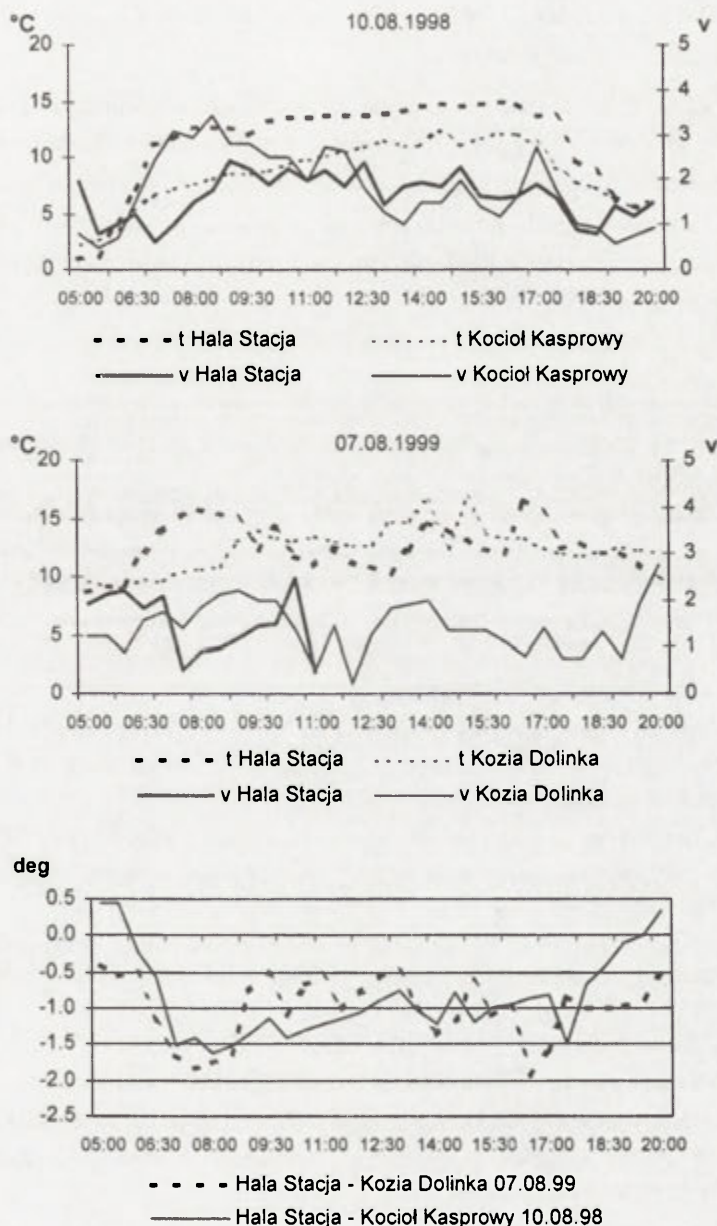
Na Witoszy, pomimo zbliżonych warunków radiacyjno – termicznych w dwóch wybranych dniach, różnica temperatury (rejestrowanej w sposób ciągły na wysokości około 170 cm nad gruntem) pomiędzy punktami leżącymi na odmiennych wysokościach w tych dniach była inna (ryc. 5). W dniu wietrznym (08.09.99), kiedy prędkość wiatru sięgała 5 m/s, różnica temperatury była niewielka i wahała się od 0,5 do 1 deg / 100 m, wzrastała jednak wraz ze spadkiem prędkości wiatru i przy wietrze rzędu 0,5-1 m/s (09.09.99) wynosiła odpowiednio od 0,5 do 2,2 deg / 100 m.



Ryc. 5. Temperatura powietrza (°C), prędkość wiatru (m/s) na stanowiskach pomiarowych w masywie Witoszy oraz różnice temperatury (deg) pomiędzy stanowiskami

Air temperature (°C), wind velocity (m/s) on the posts in Vitosha and air temperature differences (deg) between the posts

Różnice temperatury powietrza (rejestrowanej w sposób ciągły na wysokości 200 cm nad gruntem) pomiędzy stanowiskami w Tatrach w ciągu dnia są bardzo duże, znacznie większe niż na Witoszy. W dniu słonecznym (10 sierpnia 1998 r.), kiedy po rannym wzroście temperatury, zarówno natężenie promieniowania słonecznego, jak i temperatura powietrza mają wyrównany przebieg, różnice temperatury pomiędzy stanowiskami w Kotle Kasprowego i Hala Gąsienicową, choć mniejsze w zestawieniu z dniem chmurnym (7 sierpnia 1999 r.), są znaczne i silnie uzależnione od zmian prędkości wiatru (ryc. 6).



Ryc. 6. Temperatura powietrza (°C), prędkość wiatru (m/s) na stanowiskach pomiarowych w Tatrach oraz różnice temperatury (deg) pomiędzy stanowiskami

Air temperature (°C), wind velocity (m/s) on the posts in the Tatras and air temperature differences (deg) between the posts

W analizowanych dniach temperatura powietrza oraz prędkość wiatru w Tatrach były, w porównaniu z Witoszą, silniej związane ze zmianami w dopływie promieniowania do powierzchni i w związku z tym ulegały znacznym wahaniom.

Podsumowanie

Młoda rzeźba glacialna i wysokogórski charakter Tatr, wydają się silniej kształtować warunki solarne i termiczne w porównaniu ze starszymi górami, o rzeźbie dojrzałej, których przykładem może być Witosza. Mimo podobnego wyniesienia n.p.m. omawianych masywów górskich, w Tatrach zanotowano znacznie większe różnice termiczne.

Zarówno na Witoszy, jak i w Tatrach na zróżnicowanie termiczne pomiędzy poszczególnymi stanowiskami pomiarowymi, na różnej wysokości n.p.m., wydaje się, że mniejszy wpływ ma sama wielkość temperatury powietrza, większy – warunki anemologiczne. Większe różnice temperatury powietrza notowano w dniach z małą prędkością wiatru, a dodatkowo zmiany prędkości wiatru znajdowały wyraźnie odzwierciedlenie w zmianach różnicy temperatury pomiędzy poszczególnymi stanowiskami pomiarowymi.

Literatura

- Chelchowski W., 1955, *Natężenie promieniowania słonecznego w 3 punktach rejonu Zakopanego*. Przegląd Met. I Hydrol., t. VIII, z. 1.
- Hess M., 1961, *Badania wpływu klimatów na roślinność w Tatrach*. Przyroda Polska, nr V-VI (Rok V).
- Hess M., 1965, *Częstość występowania różnych wartości średnich temperatur dobowych w poszczególnych piętrach klimatycznych Polskich Karpat Zachodnich*. Przegł. Geofiz. R.X (XVIII) z. 3-4.
- Hess M., 1968, *Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach*. Przegląd Geogr., t. XL., z. 2.
- Maruszczak H., 1971, *Bulgaria*, PWN, Warszawa.
- Michalczewski J., 1955, *Klimat Tatr*. [w:] Tatrzański Park Narodowy. Przegł. Geofiz., I (IX), 1.
- Obrębska-Starkłowa B., 1968, *Wpływ lasu na mezoklimat w górach na przykładzie stosunków termicznych w Gorcach*. Przegł. Geogr., t. XL, z. 2.
- Orlicz M., 1960, *Temperatura powietrza na szczytach Tatrzańskich*. Gaz. Obserw., PIHM, 13, 2.
- Piowarczyk J., 1992, *Wpływ rzeźby terenu na bezpośrednie promieniowanie słoneczne w Zakopanem*. Zeszyty IGiPZ PAN, 6.
- Rojan P., 1993, *Solar radiation in the altitudinal profile of polish Western Carpatians*, Sixteenth International Conference on Carpathian Meteorology, Smolnice, 4-8 October 1993, Geophysical Institute of Slovak Academy of Sciences, Bratislava.
- Romer E., 1946, *Rozmyślania nad klimatem*. Czas. Geogr. 17, 3-4.
- Stenz E., 1925, *Pomiary promieniowania słonecznego w Zakopanem*. Kraków.
- Stenz E., 1928, *Pomiary promieniowania słonecznego w Zaleszczykach i Zakopanem*. Kosmos, 53, seria A.
- Zakrent S., 1955, *Wyniki pomiarów natężenia promieniowania słonecznego w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu*. Przegląd Met. I Hydrol., tom VII, z 3-4.

SOME FEATURES OF THERMAL CONDITIONS OF THE HIGH TATRAS (POLAND) AND VITOSHA (BULGARIA)

Summary

The aim of the paper is to define the effects of solar radiation on the mountains thermal conditions, after study of the High Tatras (Hala Gąsienicowa) and Vitosha ridge.

The studies were carried out in the High Tatras, Gąsienicowa Pasture (Poland), in 1997-1999 and in Vitosha massif, 20 km to the south from the centre of Sofia (Bulgaria), in 1999. Tatras is a small mountain chain within Carpathians, with glacial relief, steep slopes and poor plant cover. Vitosha is also a small mountain ridge, with quite rich plant cover except on the highest parts. In both, the measurements were conducted in the same way and the posts (table) were located on a similar altitude (Tab. 1).

In the Tatras, after sunrise, the increase of global solar radiation causes the immediate rise of air temperature. After sunset, due to the fast cooling, the decrease of air temperature is also very clear and fast. In both, Tatras (Fig. 2) and Vitosha (Fig. 3) the maximum of air temperature (measured in Tatras 200 cm above the ground and in Vitosha about 170 cm above the ground) appears about 3 hours after the maximum of global solar radiation.

The decrease of maximum air temperature (measured 5 cm above the ground) with height was much bigger in Tatras than in Vitosha (Fig. 4). In Tatras, the highest maximum air temperature, among all posts and from the period 5-19 August 1999 (26°C) was noted on the lowest point covered by fresh grass. Among the most elevated posts the highest maximum temperature (20,3°C) was on the south exposure' scree, whereas the lowest one (16,0°C) on the north exposure' scree.

In Vitosha the mean maximum temperature point out the role of exposure: the temperature on the north exposure post (16,1°C - Base) was only slightly higher than the temperature on plateau (15,1°C – the peak Goly Vrch), despite the difference of altitude equals 480 m.

In both Vitosha and Tatras, temperature differences between the posts on different altitudes seem to be considerably dependent on wind speed therefore the differences growing on calm days and the changes of temperature differences are very alike to the changes in wind velocity (Fig. 5 and 6).

Thermal conditions in the mountains depend mainly on the amount of solar radiation but also on relative and absolute altitude, the slope's steepness and exposition and horizon shading. Therefore, despite similar altitudes of Tatra and Vitosha, their thermal characters are different. Glacial relief and alpine character of Tatras determine the solar and thermal features stronger than in the older, lower Vitosha and causes the great differentiation of air temperature in Tatra.

THE EFFECTS OF ...

The first part of the paper ...

The second part ...

The third part ...

The fourth part ...

The fifth part ...

The sixth part ...

The seventh part ...

The eighth part ...

The ninth part ...

The tenth part ...

The eleventh part ...

The twelfth part ...

The thirteenth part ...

The fourteenth part ...

The fifteenth part ...

The sixteenth part ...

The seventeenth part ...

The eighteenth part ...

The nineteenth part ...

The twentieth part ...

TYPY TOPOKLIMATU FRAGMENTU SŁOWIŃSKIEGO PARKU NARODOWEGO

Ewa Bednorz, Leszek Kolendowicz, Katarzyna Szyga-Pluta

Abstract: The main purpose of this study is to present the topoclimates of the part of The Łebska Barrier. The types of topoclimates are distinguished on the base of energy exchange at the earth – atmosphere boundary.

Key words: air cooling value, air temperature, humidity, topoclimate, Słowiński National Park.

Wstęp

Badania topoklimatyczne pozwalają na wychwycenie indywidualnych cech klimatycznych powierzchni o różnym charakterze. Wśród cech klimatycznych najważniejszy wydaje się, związany z wymianą energii obieg ciepła i wilgoci, który pozostaje w ścisłym związku z charakterem powierzchni czynnej. Na wybrany do badań fragment Mierzei Łebskiej, należący do Słowińskiego Parku Narodowego (ryc. 1) składają się różnorodne powierzchnie; są to jednocześnie obszary o specyficznych cechach morfologicznych i roślinnych, a przez to i topoklimatycznych, w skali Polski i Europy. W niniejszym opracowaniu podjęto próbę przedstawienia zróżnicowania topoklimatycznego tego szczególnego obszaru, na którym rozległe powierzchnie zbiorników wodnych sąsiadują z unikatowymi wydymami ruchomymi i lasami.

Wszystkie badania terenowe przeprowadzono w ramach działalności Stacji Terenowej Zakładu Klimatologii UAM.

Kartowanie topoklimatyczne

Mapę skonstruowano według klasyfikacji topoklimatów zawartej w pracy pt. *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego* (Paszyński, Miara, Skoczek 1999). Ważną przesłanką w procedurze konstrukcji mapy typów topoklimatu stanowiły informacje o rzeźbie i hydrografii badanego terenu. Na całym obszarze wyróżniono 6 typów topoklimatu (ryc. 2). Punkty pomiarowe zostały założone w następujących jednostkach morfologicznych:

- formy wypukłe o bardzo urozmaiconej rzeźbie, pokryte roślinnością trawiastą,
- bezleśne formy wklęsłe,
- zbiorniki wodne,
- wydmy ruchome,
- półka plażowa,
- obszary zalesione o bardzo urozmaiconej rzeźbie.

W obrębie wydzielonych jednostek, wyznaczono stanowiska (ryc. 2 stanowiska 1-6), na których prowadzono pomiary temperatury i wilgotności powietrza w przygruntowej warstwie powietrza na wysokości 5, 20, 50 i 150 cm (osiem razy na dobę) oraz wielkości ochładzającej powietrza (trzy razy na dobę). Ponadto, na stanowisku 7 (ryc. 2), za pierwszym wałem wydmowym, w klatce meteorologicznej, prowadzono standardowe pomiary temperatury i wilgotności powietrza oraz obserwacje wielkości i rodzaju zachmurzenia, prędkości i kierunku wiatru. W opracowaniu wykorzystano dane z pomiarów w miesiącach letnich (lipiec – sierpień) w okresie 1990-1999.

W opisie typów topoklimatu wykorzystano następujące symbole:

Q^* — saldo promieniowania w pełnym zakresie widma,

E — turbulencyjny strumień ciepła utajonego,

H — turbulencyjny strumień ciepła jawnego,

st — wartości charakterystyczne dla powierzchni standardowej.

Stosunki termiczno – wilgotnościowe przygruntowej warstwy powietrza jednostek topoklimatycznych Mierzei Łebskiej

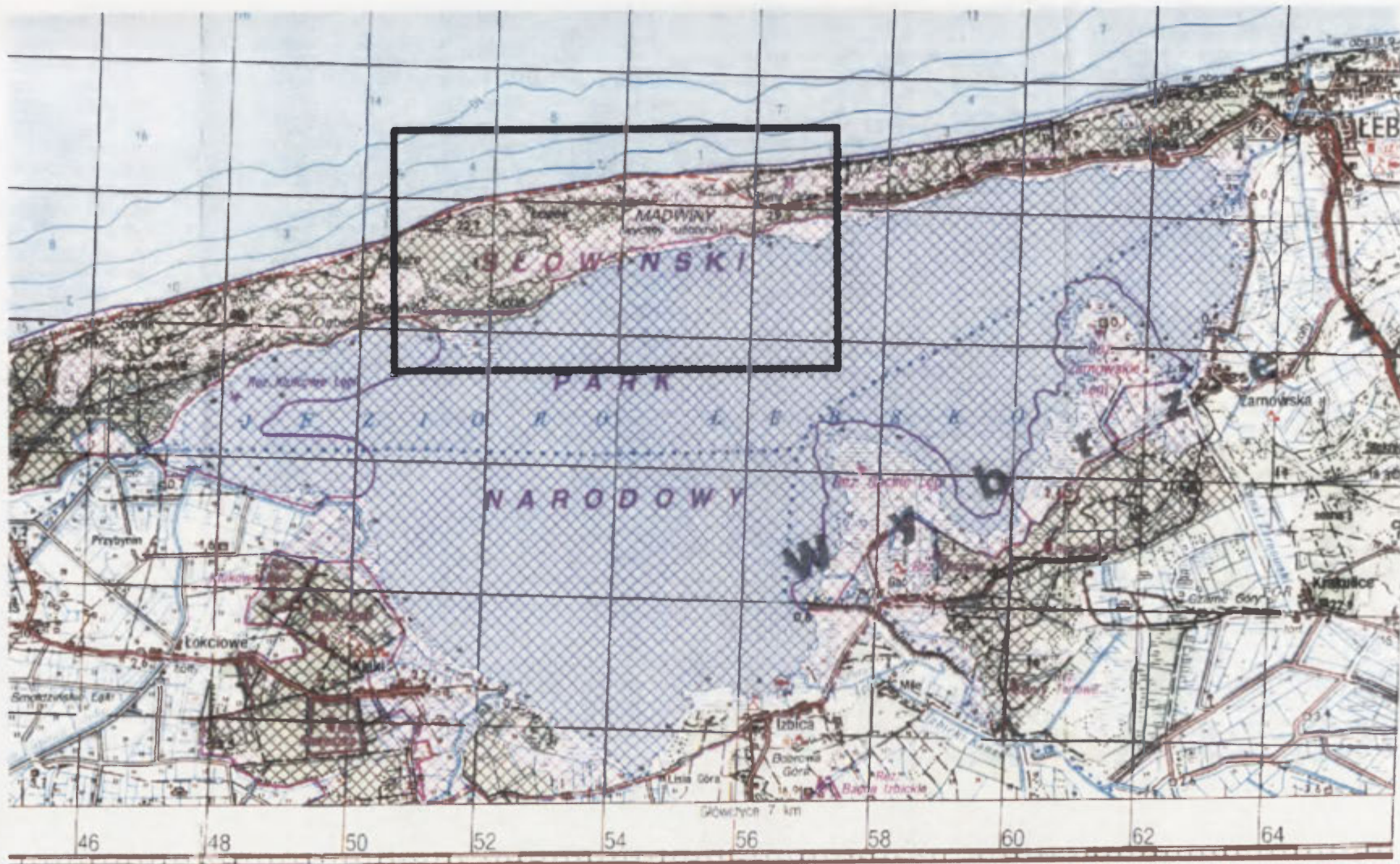
Przeprowadzone latem w warunkach pogody radiacyjnej badania terenowe pozwoliły na określenie stosunków termicznych i wilgotnościowych przygruntowej warstwy powietrza w wybranych jednostkach morfologicznych Mierzei Łebskiej (tab. 1, 2, 3 i 4, ryc. 3 i 4).

Mimo stosunkowo niewielkich odległości między stanowiskami stwierdza się pewne zróżnicowanie termiczno - wilgotnościowe przygruntowej warstwy powietrza, wynikające z silniejszego oddziaływania czynników lokalnych, takich jak: albedo podłoża, osłonięcie lub otwarcie na dopływ promieniowania słonecznego i działanie wiatru, czy pojemność cieplna warstwy czynnej.

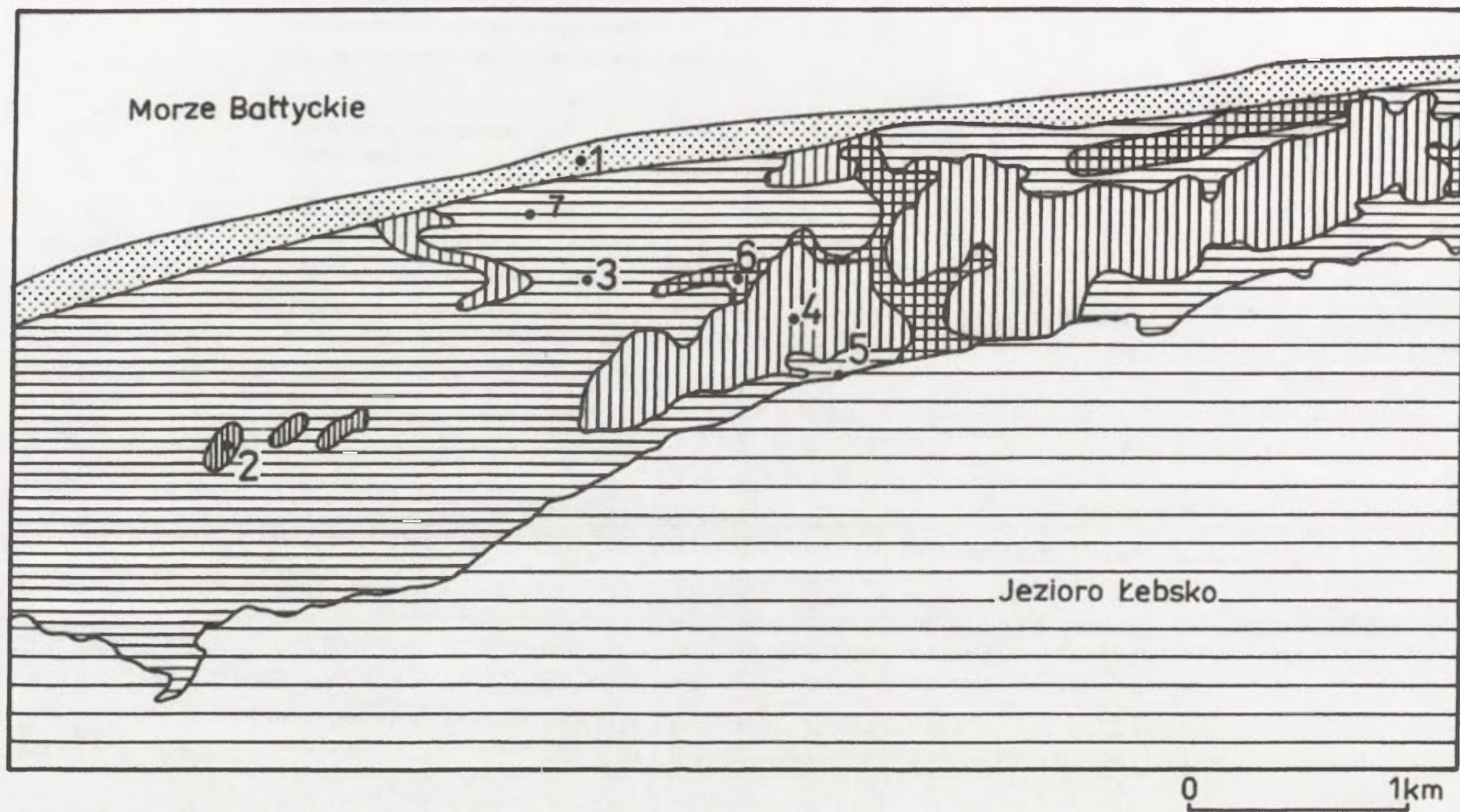
Duże dobowe amplitudy temperatury zanotowano na stanowisku 2, położonym w zagłębieniu (typ topoklimatu 1.2.1), na co wpływ miało małe albedo podłoża, powodujące znaczne nagrzanie w ciągu dnia. W nocy zaś, mała pojemność cieplna warstwy czynnej, przy jednoczesnym silnym wypromieniowaniu, doprowadzają do znacznego wychłodzenia podłoża i spadku temperatury powietrza.

Na stanowiskach: 1 (typ topoklimatu 2.2.1), 3 (typ topoklimatu 2.1.2) i 5 (typ topoklimatu 4) zauważa się opóźnienie pojawiania się i zaniku ujemnej różnicy temperatury ($t_5 - t_{150}$, gdzie t_5 – temperatura powietrza na wysokości 5 cm nad poziomem gruntu, t_{150} – temperatura powietrza na wysokości 150 cm nad poziomem gruntu) w stosunku do stanowiska 2. Ma to związek z wilgotnym podłożem, które w godzinach wieczornych, poprzez dłuższe oddawanie zgromadzonego ciepła wpływa ogrzewająco na przygruntową warstwę powietrza.

Stanowisko 4, reprezentujące typ topoklimatu o przeciętnych wartościach Q^* w dzień, o dodatnich odchyleniach H w nocy i o przewodze H w dzień (2.1.1) oraz stanowisko 6, reprezentujące typ topoklimatu o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień, o dodatnich odchyleniach H w nocy i o przewodze H w dzień (1.1.1) charakteryzują się bardzo podobnym przebiegiem i wartością temperatury.



Ryc. 1. Fragment mapy topograficznej w skali 1:100 000 okolicy Jeziora Łebsko z zaznaczonym obszarem badań
Fragment of a topographic map (1:100 000) of the Łebsko Lake surrounding with the surveyed part of the Łebska Barrier



Ryc. 2 Mapa topoklimatów fragmentu Słowińskiego Parku Narodowego
 Map of topoclimates of a part of Słowiński National Park

Legenda



1.1.1

Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q_{st}$), o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$), o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimates with positive deviations of Q^* during the day, with positive deviations of H during the night, with predominant H during the day



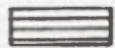
1.2.1

Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q_{st}$), o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$), o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimates with positive deviations of Q^* during the day, with negative deviations of H during the night, with predominant H during the day



2.1.1

Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* = Q_{st}$), o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$), o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimates with average values of Q^* during the day, with positive deviations of H during the night, with predominant H during the day



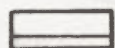
2.1.2

Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* = Q_{st}$), o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$), o przewadze E w dzień ($E > E$)
Topoclimates with average values of Q^* during the day, with positive deviations of H during the night, with predominant E during the day



2.2.1

Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* = Q_{st}$), o przeciętnych wartościach H w nocy ($H = H_{st}$), o przewadze H w dzień ($H > E$)
Topoclimates with average values of Q^* during the day, with average values of H during the night, with predominant H during the day



4

Topoklimaty o wartościach H dodatnich w dzień i ujemnych w nocy
Topoclimates with H positive during the day and negative during the night

.1

Punkt pomiarowy
The point of measurement

Q^* - saldo promieniowania w pełnym zakresie widma,

E - turbulencyjny strumień ciepła utajonego,

H - turbulencyjny strumień ciepła jawnego,

st - wartości charakterystyczne dla powierzchni standardowej.

Stanowisko 1 jako jedyne w ciągu dnia charakteryzuje się niższymi wartościami temperatury notowanej na wysokości 150 cm n.p.g. względem temperatury z klatki meteorologicznej (punkt 7).

Obserwuje się niewielki wzrost wilgotności względnej powietrza na wysokości powyżej 5 cm n.p.g. na stanowiskach 2 i 5 w godzinach południowych, wynikający ze zwiększonego parowania.

Zauważa się dużą wartość bezwzględną ujemnej różnicy wilgotności ($f_5 - f_{150}$, gdzie f_5 – wilgotność względna powietrza na wysokości 5 cm nad poziomem gruntu, f_{150} – wilgotność względna powietrza na wysokości 150 cm n.p.g.) występującą w południe na stanowisku 1 i stanowisku 6. Wysoki stopień nagrzania podłoża i wyparowanie z niego wilgoci powoduje znaczny spadek wilgotności przy gruncie. Powstające prądy konwekcyjne przenoszą parę wodną w wyższe, chłodniejsze partie przygruntowej warstwy powietrza, gdzie znacznie wzrasta wilgotność.

Tab. 1. Temperatura powietrza (°C) na różnych wysokościach nad poziomem gruntu na wybranych stanowiskach. Mierzeja Łebska, wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999

Air temperature (°C) at various heights above the ground level on chosen stands.
The Łebska Barrier, average values from July and August 1990-1999

Stanowisko Stand	Wysokość n.p.g. (cm) Height	Godzina pomiaru / Hour						
		3	7	10	14	17	20	23
1	5	10,2	13,1	16,3	18,4	17,3	14,5	11,1
	20	10,7	13,0	15,5	16,6	16,1	14,1	11,3
	50	11,0	12,9	14,8	16,3	15,5	14,0	11,5
	150	11,4	13,0	14,3	14,7	15,0	13,8	11,7
2	5	10,6	14,4	19,0	21,8	20,2	14,3	9,6
	20	11,2	13,5	16,2	17,4	16,8	14,0	9,4
	50	11,4	13,5	16,0	16,2	16,2	13,9	9,7
	150	11,6	13,2	15,1	15,6	15,9	13,9	10,0
3	5	10,0	12,9	15,4	17,3	16,4	13,4	11,3
	20	9,7	13,2	15,4	16,8	15,8	13,6	11,3
	50	9,8	12,9	15,3	16,7	15,8	13,7	11,5
	150	10,3	13,2	15,3	16,1	15,6	13,8	11,6
4	5	11,0	13,7	16,9	19,1	17,7	14,6	12,3
	20	11,2	13,5	16,2	18,0	16,8	14,2	12,6
	50	11,4	13,4	15,9	16,7	16,3	14,0	12,4
	150	11,6	13,3	15,5	16,3	15,8	13,8	12,6
5	5	11,6	13,2	17,0	18,8	16,9	14,3	12,2
	20	11,6	13,3	16,8	17,9	16,5	13,9	12,3
	50	11,5	13,5	16,8	17,5	16,4	13,8	12,5
	150	11,8	13,7	16,8	17,3	15,9	13,8	12,4
6	5	10,9	13,4	17,5	19,3	17,9	14,5	12,0
	20	11,0	13,3	16,3	17,5	16,9	14,1	11,8
	50	10,8	13,1	16,6	17,1	16,5	13,9	12,0
	150	11,2	13,1	16,0	16,3	15,9	13,9	12,4

Tab. 2. Różnica Δt (deg) między temperaturą powietrza zmierzoną na wysokości 5 i 150 cm n.p.g. ($\Delta t = t_5 - t_{150}$) na stanowiskach pomiarowych. Wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999

The difference between air temperature measured on the levels 5 cm and 150 cm above the ground on chosen stands. The average values from July and August 1990-1999

Stanowisko Stand	Godzina pomiaru / Hour						
	3	7	10	14	17	20	23
1	-1,2	0,1	2,0	3,7	2,3	0,7	-0,6
2	-1,0	1,2	3,9	6,2	4,3	0,4	-0,4
3	-0,3	-0,3	0,1	1,2	0,8	-0,4	-0,3
4	-0,6	0,4	1,4	2,8	1,9	0,8	-0,3
5	-0,2	-0,5	0,2	1,5	1,0	0,5	-0,2
6	-0,3	0,3	1,5	3,0	2,0	0,6	-0,4

Tab. 3. Wilgotność względna powietrza (%) na różnych wysokościach nad poziomem gruntu na wybranych stanowiskach. Mierzeja Łebska, wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999

Relative air humidity (%) at various heights above the ground level, on chosen stands. The Łebska Barrier, average values from July and August 1990-1999

Stanowisko Stand	Wysokość n.p.g. (cm) Height	Godzina pomiaru / Hour						
		3	7	10	14	17	20	23
1	5	97	94	80	74	80	86	91
	20	98	95	78	81	80	86	93
	50	97	93	81	77	84	86	91
	150	92	90	84	85	85	87	92
2	5	97	97	86	75	71	86	91
	20	94	90	81	78	78	83	88
	50	94	88	80	81	78	82	87
	150	95	90	80	80	78	82	87
3	5	92	93	86	80	87	94	92
	20	95	93	83	79	84	88	92
	50	97	92	83	77	86	88	92
	150	94	91	84	80	83	88	90
4	5	97	89	72	69	72	79	90
	20	93	87	70	71	75	83	87
	50	95	87	70	72	78	84	89
	150	94	86	72	74	77	84	89
5	5	90	92	69	70	82	83	87
	20	87	88	68	75	76	86	86
	50	89	85	66	78	75	83	85
	150	88	83	67	75	76	82	86
6	5	96	89	71	66	70	79	91
	20	97	87	73	76	73	80	92
	50	98	90	77	74	76	81	89
	150	96	86	74	77	76	83	89

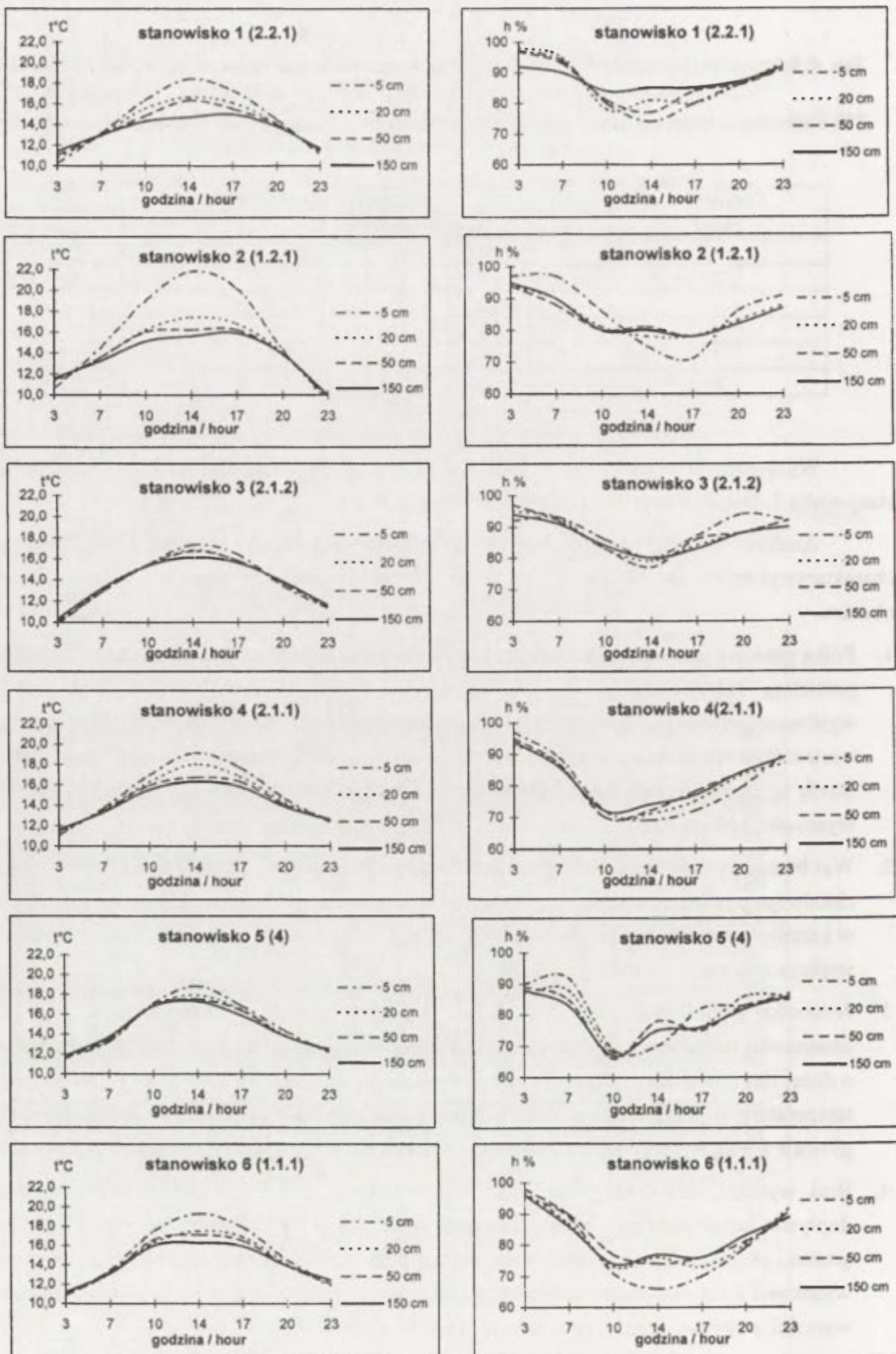
Tab. 4. Różnica Δh (%) między wilgotnością względną powietrza zmierzoną na wysokości 5 i 150 cm n.p.g. ($\Delta h = h_5 - h_{150}$) na stanowiskach pomiarowych. Wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999
The difference between air humidity measured on the levels 5 cm and 150 cm above the ground on chosen stands. The average values from July and August 1990-1999

Stanowisko Stand	Godzina pomiaru / Hour						
	3	7	10	14	17	20	23
1	5	4	-4	-11	-5	-1	-1
2	2	7	6	-5	-7	4	4
3	-2	2	2	0	4	6	2
4	3	3	0	-5	-5	-5	1
5	2	9	2	-5	6	1	1
6	0	3	-3	-11	-6	-4	2

Wyrównanym przebiegiem wilgotności względnej na wysokości 150 cm n.p.g. cechuje się stanowisko 1. Dobowa amplituda wilgotności wynosi tu 8%.

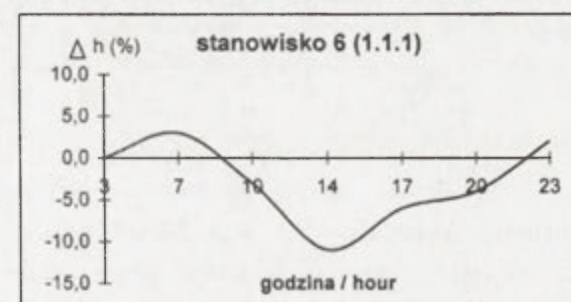
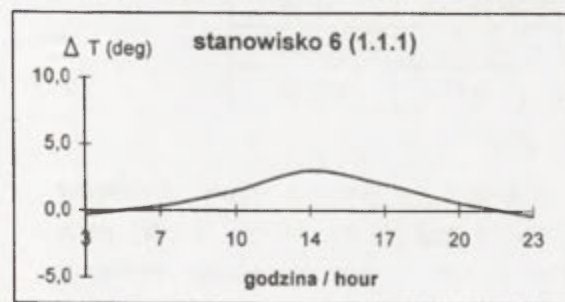
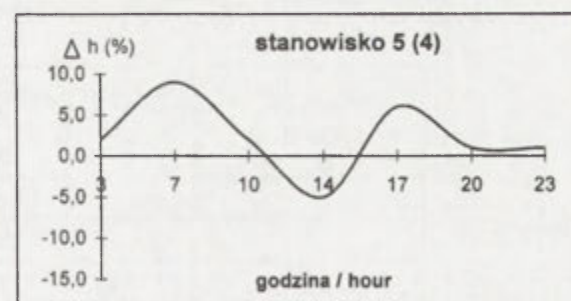
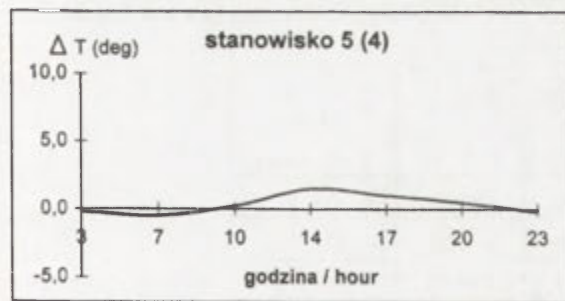
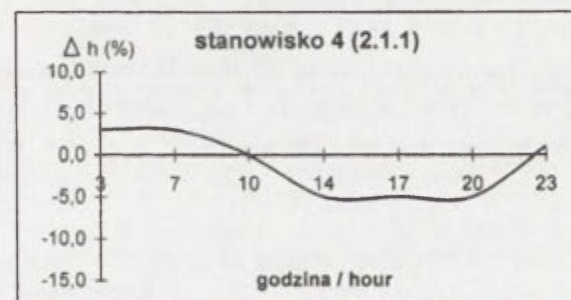
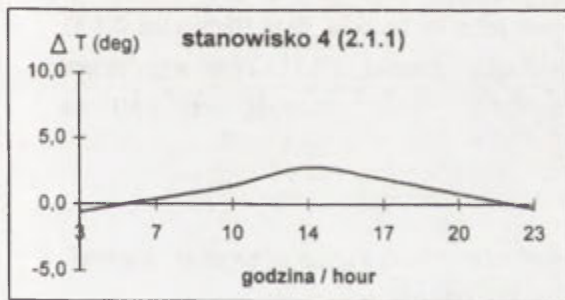
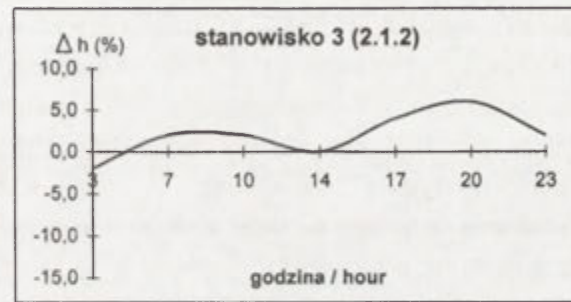
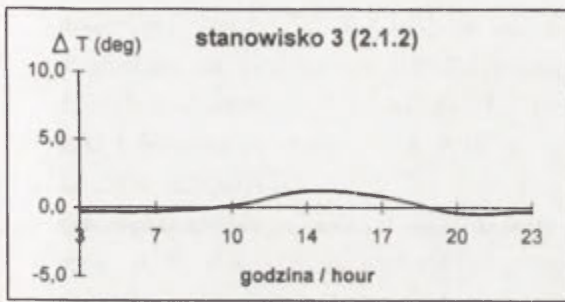
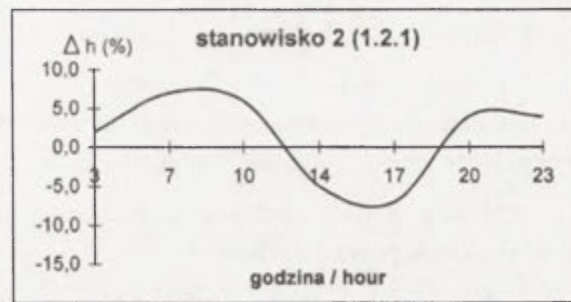
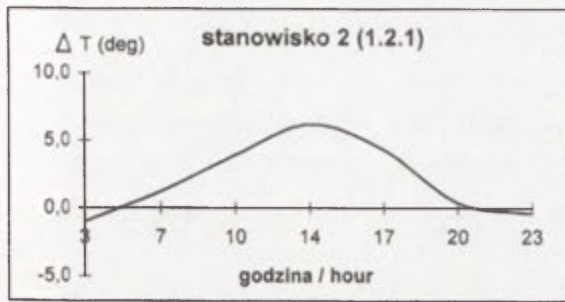
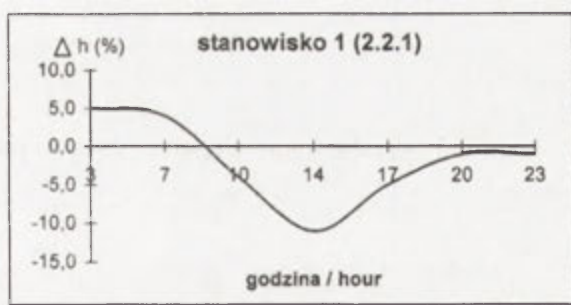
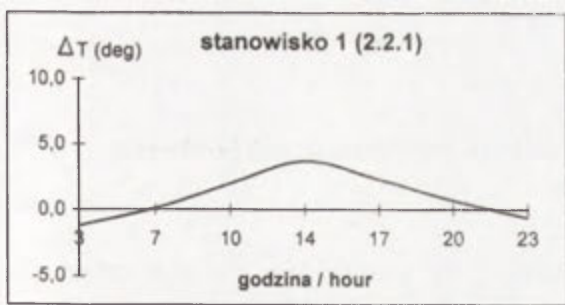
Analiza wartości temperatury i wilgotności powietrza w wybranych ekosystemach charakterystycznych dla Mierzei pozwala na określenie pewnych właściwości topoklimatu tego obszaru.

1. Półka plażowa jest strefą, na której zaznacza się silnie wpływ morza, co oznacza, że temperatura powietrza zależy tutaj ściśle od temperatury powietrza nad morzem. Przejawia się to wyrównaniem wartości temperatury w ciągu doby, zwłaszcza na wysokości 150 cm oraz niższymi wartościami temperatury w ciągu dnia w odniesieniu do temperatury z klatki meteorologicznej. Strefę tę charakteryzuje także bardzo wyrównany przebieg wilgotności względnej powietrza na wysokości 150 cm n.p.g.
2. Wał brzegowy stanowi pewnego rodzaju barierę ograniczającą, w skali topoklimatycznej, wpływ chłodnego powietrza znad morza, szczególnie przy wiatrach z sektora północnego. Oznacza to, że w kształtowaniu się temperatury przygruntowej warstwy powietrza pozostałej części Mierzei większe znaczenie ma rodzaj podłoża.
3. Jednostki topoklimatyczne 1.1.1, 2.1.1, 2.2.1, 4 wykazują duże podobieństwo dobowej zmienności temperatury powietrza, szczególnie w warstwie do 150 cm nad gruntem. Świadczy to o dużej roli powierzchni czynnej w kształtowaniu się temperatury tej warstwy powietrza. Różnice temperatury w przygruntowej warstwie powietrza pomiędzy powyższymi jednostkami wynikają głównie z wilgotności podłoża (zaleganie zwierciadła wody podziemnej) oraz z osłonięcia terenu.
4. Brak wyraźnej stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w lesie wiązać należy z ograniczeniem dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego. Wzmoczone parowanie z wilgotnego gruntu i utrudnione przenoszenie pary wodnej poza obręb niskiej szaty roślinnej powodują, że na wysokości 5 cm nad gruntem występują nieco niższe wartości temperatury i jednocześnie wyższe wartości wilgotności, niż na poziomach: 20, 50 i 150 cm.



Ryc. 3. Dobowy przebieg temperatury powietrza (t) i wilgotności względnej (h) na wybranych stanowiskach. Mierzeja Łebska, wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999

Daily course of air temperature (t) and relative humidity (h) on chosen stands. The Łebska Barrier, average values from July and August 1990-1999



Ryc. 4. Przebieg dobowy różnicy temperatury powietrza (deg) i różnicy wilgotności względnej (%) pomiędzy 5 i 150 cm n.p.g. Mierzeja Łebska, wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999

Daily course of difference between air temperature (deg) and air humidity (%) measured on the levels 5 and 150 cm above the ground. The Łebska Barrier, average values from July and August 1990-1999

Wielkość ochładzająca powietrza w różnych jednostkach topoklimatycznych Mierzei Łebskiej

Wielkość ochładzająca powietrza jest kompleksowym wskaźnikiem bioklimatycznym określającym utratę ciepła z powierzchni ciała ludzkiego pod wpływem temperatury powietrza i prędkości wiatru. Ten wskaźnik odmiennie kształtuje się w różnych typach topoklimatu.

Pomiary wielkości ochładzającej powietrza prowadzono na tych samych sześciu stanowiskach, usytuowanych w różnych ekosystemach. Ochładzanie mierzono katatermometrem suchym Hilla, w trzech terminach: 8.00, 14.00 i 23.00 czasu urzędowego, na wysokości 150 cm n.p.g.

Średnie wartości ochładzania w poszczególnych terminach pomiarowych oraz średnie wartości dobowe podano w tabeli 5.

Maksymalne wartości ochładzania wystąpiły na szczycie wydmy ruchomej należącej do jednostki topoklimatycznej o przeciętnych wartościach Q^* w dzień, o dodatnich odchyleniach H w nocy i o przewadze H w dzień (2.1.1); zbliżone ochładzanie stwierdzono na bezleśnych wzniesieniach w jednostce topoklimatycznej o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień, o dodatnich odchyleniach H w nocy i o przewadze H w dzień (1.1.1). Na tych obszarach wyniesienie i brak roślinności wysokiej umożliwiają swobodny ruch powietrza. Z kolei najmniejsze wartości ochładzania notowano w lesie sosnowym o bardzo urozmaiconej rzeźbie, reprezentującym typ topoklimatu o przeciętnych wartościach Q^* w dzień, o dodatnich odchyleniach H w nocy i o przewadze E w dzień (2.1.2), gdzie pokrycie roślinnością i liczne obniżenia terenu hamują przepływ powietrza. Przeciętna wielkość ochładzająca powietrza cechowała plażę (jednostka 2.2.1), brzeg jeziora (stanowisko 5) oraz w bezleśne zagłębienie (jednostka 1.2.1). Trzy wymienione jednostki charakteryzują się piaszczystym podłożem, dwie z nich pozostają pod wpływem sąsiadujących zbiorników wodnych.

Tab. 5. Wielkość ochładzająca powietrza (Wm^{-2}) na wybranych stanowiskach na Mierzei Łebskiej. Wartości średnie z lipca i sierpnia 1990-1999

The air cooling value (Wm^{-2}) on chosen stands on the Łebska Barrier. The average values from July and August 1990-1999

Stanowisko Stand	Godziny pomiarowe / Hours			Średnia dobowa Daily mean
	8	13	23	
1	777,48	764,94	781,66	773,30
2	656,26	589,38	656,26	635,36
3	476,52	451,44	443,08	455,62
4	986,48	894,52	940,50	940,50
5	752,4	614,46	698,06	689,70
6	935,02	886,92	940,59	920,84

Największą wartość wielkości ochładzającej powietrza notowano z reguły w terminie porannym, najmniejszą zaś w godzinach południowych, ze względu na najwyższą o tej porze temperaturę i minimalne prędkości wiatru. Najmniejsze dobowe zmiany ochładzania występują

w lesie sosnowym (jednostka 2.1.2). Odnosząc wyniki pomiarów ochładzania do wyników pomiarów temperatury i wilgotności powietrza z tych samych godzin, stwierdzono, że mają one podobnie mało zróżnicowany przebieg na tym stanowisku.

Wszystkie średnie wartości wielkości ochładzającej powietrza z pomiarów w warunkach radiacyjnych w lipcu i sierpniu mieszczą się w dwóch przedziałach, określonych według skali obciążeń cieplnych Conrada (Kozłowska-Szczęsna i in. 1997):

- warunki oszczędzające – komfort ($420,1 - 840,0 \text{ Wm}^{-2}$) – typy topoklimatu: 1.2.1, 2.1.2, 2.2.1, 4;
- warunki lekko pobudzające ($840,1 - 1260,0 \text{ Wm}^{-2}$) – typy topoklimatu: 1.1.1, 2.1.1.

Wnioski

W obrębie małego obszaru – wycinka Mierzei Łebskiej wydzielono na podstawie cech morfologicznych i ekosystemów 6 typów topoklimatu, które charakteryzują się zróżnicowaniem temperatury, wilgotności i wielkości ochładzającej powietrza. Wymienione elementy zależą w dużym stopniu od ukształtowania powierzchni i charakteru podłoża, w tym pokrycia szatą roślinną.

Badanie cech topoklimatu Mierzei Łebskiej wydaje się uzasadnione bliskim sąsiedztwem zróżnicowanych powierzchni czynnych i powinno być kontynuowane.

Literatura

- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka*. Monografie IGiPZ PAN, 1, Warszawa.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*. IGiPZ PAN, Dok. Geogr., 14.

TOPOCLIMATES OF THE PART OF SŁOWIŃSKI NATIONAL PARK

Summary

Topoclimatic surveys allow to distinguish the individual climatic features of the surfaces of various kinds. Among the climatic features it seems that the most important is the circulation of heat and moisture connected with the exchange of energy. This process is closely related to the kind of active surface. The surveyed part of Mierzeja Łebska (the Łebska Barrier), in the Słowiński National Park, includes various surfaces. These are also areas of specific morphological and vegetation features, having specific topoclimatic features, unique in Poland and Europe. The current analysis strives to present the influence of neighbouring vast areas of water and unique moving dunes on the structure of heat balance of the active surface.

The topoclimatic maps of the surveyed region were based on the topographic, the hydrographic and the area management maps. The boundaries of particular areas were verified on the spot. Creation of the map was based on the study: "The energy exchange at the earth-atmosphere boundary as a base for topoclimatological mapping" (Paszyński, Miara, Skoczek, 1999). On the surveyed part of Mierzeja Łebska (the Łebska Barrier) six types of topoclimate were distinguished (as shown on Fig. 2).

Air temperature and humidity in the boundary layer of air of 150 cm height and with air cooling value being measured eight times per day in every territory unit. Moreover, every hour there were taken standard measurements of basic meteorological elements such as air temperature and humidity (in the instrument shelter), cloud types and cloudiness, speed and wind direction. The measurements were carried out in summer months (July-August) in the years 1990-1999, on behalf of the Local Station of the Climatology Department of Adam Mickiewicz University in Poznań.

The final analysis included the results of measurements achieved in radiant weather on the six measuring stands in all appointed ecosystems. Particular research results are given in tables, charts and diagrams. In radiant conditions remarkable differences in the course of temperature and relative humidity over various active surfaces were observed. Especially big differences were noticed in the temperature of the ground air layer. At other heights, apart from the influence of the surface, wind speed as well as the air turbulence were also important. Both the presence of the vegetative layer at the ground and the distance from the sea (referring to higher layers) influenced the process of relative humidity creation. The value of the cooling power of the air remains under the big influence of the area features and the kind of soil as well as the local wind speed.

Conducting research of topoclimatic features of Mierzeja Łebska (the Łebska Barrier), seems to be completely justified because of the characteristics of the area and the presence of varied active surfaces.

WPLYW CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ NA DZIENNY PRZEBIEG PIONOWYCH GRADIENTÓW TERMICZNYCH W PRZYGRUNTOWEJ WARSTWIE POWIETRZA

Anita Bokwa

Abstract: Daily air temperature measurements from the station in Gaik-Brzezowa (Wieliczka Foothills, Carpathian Foreland) from the periods 1976-80 and 1988-97 were taken to calculate vertical thermal gradients for the air layer 0.5-2 m above the ground. The gradients were analysed with k-means method of cluster analysis. The obtained types of the gradients' diurnal course were compared with the accompanying synoptic situations according to the calendar of T. Niedźwiedź.

Key words: thermal gradients, microclimate, synoptic situation, air layer near the ground.

Wstęp

Celem niniejszej pracy jest zbadanie związków między temperaturą powietrza a cyrkulacją atmosferyczną w mezoskali i poszukiwanie zależności statystycznych między nimi. Dotychczas, podobne badania, ale w makroskali, wykonywała Osuchowska-Klein (1992), która brała pod uwagę średnią dobową temperaturę w Warszawie i typy cyrkulacji atmosferycznej opracowane dla całej Europy. W niniejszej pracy natomiast zostały porównane ze sobą gradienty termiczne w przygruntowej warstwie powietrza i mezoskalowe typy cyrkulacji atmosferycznej T. Niedźwiedzia.

Temperatura powietrza mierzona była na Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Gaiku-Brzezowej, położonej około 30 km na południe od Krakowa, na Pogórze Wielickim, nad Zbiornikiem Dobczyckim ($\varphi=49^{\circ}52'N$, $\lambda=20^{\circ}04'E$, $h=302$ m n.p.m.). Przeanalizowano wyniki pomiarów z lat 1976-80 oraz 1988-97. W pierwszym pięcioleciu stacja znajdowała się na dnie doliny Raby (stacja TERASA, 259 m n.p.m.), ale prace związane z budową Zbiornika Dobczyckiego spowodowały przeniesienie jej na pobliską wierzchovinę, gdzie znajduje się do dziś (Stacja KOPIEC, 302 m n.p.m.) i skąd pochodzą dane z dziesięciolecia 1988-97. W okresie przed utworzeniem zbiornika zakres pomiarów mikroklimatycznych prowadzonych na stacji kilkakrotnie ulegał zmianie, zatem do niniejszej analizy można było wykorzystać tylko dane z pięciolecia 1976-80, jako porównywalne z danymi z lat 1988-97. Pomiaru temperatury powietrza prowadzone były nie tylko w dwu okresach, ale także w dwu różnych formach terenu, jednakże w niniejszej pracy porównano ze sobą gradienty termiczne w tych miejscach. Wielkość gradientu informuje w sposób ilościowy o warunkach termicznych całej omawianej warstwy powietrza, zaś jego znak – o kierunku transportu ciepła. Porównanie temperatury powietrza z tych dwóch okresów z danymi ze stacji meteorologicznej Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie-Ogrodzie Botanicznym wykazało, że okresy te nie różniły się znacząco przebiegiem temperatury powietrza (Bokwa 2000). Oznacza to, że różnice między rozpatrywanymi seriami wynikać powinny głównie z położenia obu punktów pomiarowych w różnych formach terenu, a nie z różnych okresów badawczych.

Do obliczenia pionowych gradientów temperatury powietrza wykorzystano codzienne jej pomiary, wykonywane w sześciu terminach pomiarowych (6, 8, 12, 14, 18, 20 GMT) w dwu klatkach (0,5 i 2 m n.p.g.). Różnica temperatury w warstwie powietrza o miąższości 1,5 m została przeliczona na gradienty (deg / 1 m wysokości). Dla każdego dnia określono typ sytuacji synoptycznej wg

kalendacza sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły opracowanego przez T. Niedźwiedzia (1988, 1992, 2000).

Statystyki opisowe gradientów termicznych

Z obliczonych pionowych gradientów temperatury powietrza utworzono zbiory danych dotyczące poszczególnych miesięcy i terminów pomiarowych, a następnie w każdym zbiorze policzono podstawowe statystyki opisowe. Charakterystyczne są małe wartości wariancji, a duże wartości kurtozy, co świadczy o dużej koncentracji wartości gradientów wokół średniej arytmetycznej oraz o rozkładzie wysmukłym. Skośność w przypadku gradientów jest często większa niż w przypadku temperatury w terminach pomiarowych i przyjmuje zarówno wartości dodatnie, jak ujemne.

Wyraźne różnice gradientów termicznych są widoczne między formami rzeźby terenu, zaś brak jest różnic pomiędzy kolejnymi okresami. Średnie miesięczne wartości gradientów w przebiegu rocznym są zbliżone w obu formach terenu i mieszczą się w przedziale od około -0,7 do 0,8 deg / 1 m na wierzchowinie i od -0,4 do 0,8 deg / 1 m w dnie doliny. Zasadnicza różnica dotyczy wartości z godz. 18 i 20 w półroczu ciepłym, a mianowicie dla dna doliny wykazują one tendencję malejącą, a na wierzchowinie – rosnącą. Zarówno na dnie doliny, jak też na wierzchowinie w półroczu ciepłym występuje wzrost wartości bezwzględnych gradientów, z wyjątkiem wspomnianych godzin 18 i 20. Całodzienna inwersja temperatury występuje w dolinie w styczniu, listopadzie i grudniu, zaś na wierzchowinie nie występuje wcale. Izotermia na dnie doliny pojawia się tylko od lutego do października, a na wierzchowinie przez cały rok. Dwukrotnie w ciągu dnia zjawisko izotermii występuje w dolinie w lutym, marcu, wrześniu i październiku, a na wierzchowinie - w styczniu, lutym, listopadzie i grudniu, zaś raz w ciągu dnia (między 14 i 18) odpowiednio: od kwietnia do sierpnia oraz od marca do października. Wartości rozstępu kwartylowego dla obu form terenu są podobne, natomiast wartości wariancji są wyraźnie wyższe dla wierzchowiny. W odniesieniu do obu form terenu, w półroczu ciepłym, można zaobserwować większe wartości obu wskaźników w porównaniu z innymi porami roku, a zatem większe zróżnicowanie wartości gradientów (Bokwa 2000).

Typologia dziennych przebiegów pionowych gradientów temperatury powietrza

Zgromadzony materiał pozwolił na wykonanie próby wyróżnienia typów dziennego przebiegu pionowych gradientów termicznych w przygruntowej warstwie powietrza. Dla każdego dnia zostało obliczonych sześć wartości gradientów (liczba terminów pomiarowych).

Aby wydzielić w zbiorze danych dni o podobnym typie struktury zastosowano metodę analizy skupień (Chojnicki 1977, 1980). Jest to metoda przydatna szczególnie w analizie wielowymiarowej. Analizę skupień można przeprowadzić wieloma metodami, nie zakładającymi wszakże żadnego kryterium przypisywania obiektów do grup. Jedynym wewnętrznym kryterium podziału jest matematycznie zdefiniowane podobieństwo między obiektami (Marek 1989). W przypadku analizowanych wartości gradientów temperatury powietrza oznacza to, że nie zakłada się z góry żadnych czynników determinujących ich przebieg dobowy; szuka się jedynie dni podobnych, ustalając następnie dlaczego są one podobne do siebie, co nie oznacza, że w każdym przypadku za podobieństwo odpowiadają te same czynniki. Postępuje się zatem odwrotnie niż zazwyczaj, kiedy to

najpierw do analizy wybiera się odpowiednie dni (np. dni z pokrywą śnieżną), a następnie rozważa się dla nich przebieg jakiegoś elementu meteorologicznego, szukając zależności tego elementu od z góry przyjętego kryterium (tzn. występowania dni z pokrywą śnieżną). W analizie skupień każdy dzień definiuje się nie tylko zmiennymi, ale także jak największą liczbą dodatkowych parametrów. Dalej analizuje się zbiór złożony ze wszystkich dni, a następnie bada wpływ poszczególnych parametrów w każdym skupieniu. W niniejszej pracy analizowanym parametrem dodatkowym jest typ sytuacji synoptycznej.

Analizę skupień przeprowadzono w kalendarzowych porach roku, dla obu form terenu, przy czym w przypadku wierzchowiny wzięto pod uwagę zarówno całe dziesięciolecie, jak też pięciolecie. Spośród niehierarchicznych metod analizy skupień opartych o sortowanie najbliższych środków ciężkości, najczęściej stosowaną jest metoda k-średnich, którą użyto w odniesieniu do zbioru danych gradientów temperatury powietrza w Gaiku-Brzezowej.

Przystępując do analizy materiałów przyjęto założenie, że wyróżnione w danym zbiorze danych typy przebiegu gradientów powinny wyraźnie różnić się między sobą, i że powinno ich być jak najmniej, a to z uwagi na niewielkie różnice między wartościami średnich gradientów z poszczególnych terminów pomiarowych. W przeprowadzonej analizie istotna jest ponadto liczebność wyróżnionych skupień, prezentujących wszystkie typy dziennego przebiegu gradientów.

Na wierzchowinie, pięciolecie 1988-92 prezentuje typy przebiegu gradientów bardzo zbliżone do typów analogicznego przebiegu w całym dziesięcioleciu, natomiast pięciolecie 1993-97 jest od nich odmienne. Podobne tendencje występowały w statystykach opisowych dla gradientów. Płynie stąd wniosek, że dane z okresu 1976-80 z dna doliny należy traktować jako orientacyjne, i że prawdopodobnie wyniki pomiarów z całego dziesięciolecia 1971-80 byłyby nieco inne. Niemniej jednak dane z lat 1976-80 można uznać za wystarczające do porównania z danymi z wierzchowiny i określenia wpływu rzeźby na dzienny przebieg gradientów temperatury. Dane z całego dziesięciolecia 1988-97 w odniesieniu do wierzchowiny, w poszczególnych porach roku, stanowią podstawę do wyróżnienia typów dziennego przebiegu gradientów termicznych. Zimą i wiosną liczba tych typów wynosi cztery, zaś latem i jesienią – pięć. Na dnie doliny, w przeciwieństwie do wierzchowiny, w każdej porze roku wystarczające jest wyróżnienie wśród gradientów temperatury tylko czterech skupień. Średnie wartości gradientów w wyróżnionych typach ich dziennego przebiegu przedstawia tabela 1.

Częstość występowania sytuacji synoptycznych

Aby rozpatrzyć wpływ cyrkulacji atmosferycznej na wartości gradientów termicznych w przygrunтовой warstwie powietrza należy najpierw przeanalizować średnią częstość występowania poszczególnych sytuacji synoptycznych w całych badanych okresach, a następnie, na tym tle, częstość sytuacji synoptycznych w wyróżnionych typach dziennego przebiegu gradientów. Tabela 2 pokazuje, że w obu okresach (1976-80 i 1988-97) rozkład częstości poszczególnych typów sytuacji synoptycznych w porach roku był podobny.

Tab. 1. Średnie terminowe wartości pionowych gradientów temperatury powietrza w warstwie powietrza 50-200 cm n.p.g. w poszczególnych typach dziennego ich przebiegu, w standardowych porach roku, na Pogórze Wielickim: a) w dnie doliny (1976-80), b) na wierzchowinie (1988-97); F – częstość w porach roku
Wartości ujemne oznaczają inwersję termiczną.

Mean hourly values (in measurement terms) of vertical thermal gradients in the air layer 50-200 cm above the ground in particular types of their diurnal course, in standard seasons, in the region of Wieliczka Foothills: a) in the river valley bottom (1976-80), b) at the top of a flattened ridge (1988-97); F – frequency in seasons. Negative values mean the thermal inversion.

a)

Pora roku Season	Typ dziennego przebiegu gradientów Type of diurnal course of the gradients	Godziny (GMT) / Hours (GMT)						F (%)
		6	8	12	14	18	20	
zima winter	Stabilny / Stable	-0,1	0,0	0,1	0,0	-0,1	-0,1	46
	Pośredni (a) / Transitional (a)	-0,4	-0,2	-0,1	-0,3	-0,3	-0,3	33
	Pośredni (b) / Transitional (b)	-0,7	-0,4	-0,4	-0,8	-0,9	-0,8	7
	Dynamiczny / Dynamic	-0,3	0,0	0,2	-0,2	-0,8	-0,8	14
wiosna spring	Stabilny / Stable	-0,1	0,1	0,1	0,0	-0,2	-0,2	54
	Pośredni (a) / Transitional (a)	0,2	0,7	0,3	0,1	-0,2	-0,3	20
	Pośredni (b) / Transitional (b)	0,0	0,4	0,5	0,2	-0,7	-0,6	14
	Dynamiczny / Dynamic	0,9	1,1	0,6	0,4	-0,3	-0,5	12
lato summer	Stabilny / Stable	0,0	0,1	0,1	0,1	-0,2	-0,3	35
	Pośredni (a) / Transitional (a)	0,2	0,5	0,5	0,3	-0,1	-0,2	37
	Pośredni (b) / Transitional (b)	0,7	1,0	0,5	0,2	-0,3	-0,4	19
	Dynamiczny / Dynamic	0,9	1,3	1,0	0,7	-0,1	-0,5	9
jesień autumn	Stabilny / Stable	-0,1	0,0	0,1	0,0	-0,2	-0,1	45
	Pośredni (a) / Transitional (a)	-0,3	-0,1	-0,1	-0,2	-0,4	-0,4	25
	Pośredni (b) / Transitional (b)	-0,1	0,4	0,1	-0,1	-0,7	-0,6	14
	Dynamiczny / Dynamic	0,0	0,8	0,5	0,2	-0,4	-0,4	16

b)

Pora roku Season	Typ dziennego przebiegu gradientów Type of diurnal course of the gradients	Godziny (GMT) / Hours (GMT)						F (%)
		6	8	12	14	18	20	
zima winter	Stabilny / Stable	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	38
	Pośredni (a) / Transitional (a)	-0,1	0,0	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	36
	Pośredni (b) / Transitional (b)	-0,3	0,1	0,0	-0,4	-0,5	-0,5	12
	Dynamiczny / Dynamic	-0,1	0,3	0,3	0,0	-0,4	-0,4	14
wiosna spring	Stabilny / Stable	0,0	0,2	0,2	0,1	-0,1	-0,1	45
	Pośredni (a) / Transitional (a)	0,1	0,5	0,4	0,2	-0,6	-0,6	16
	Pośredni (b) / Transitional (b)	0,5	0,8	0,5	0,3	-0,2	-0,2	24
	Dynamiczny / Dynamic	0,7	1,0	0,6	0,4	-0,8	-0,9	15
lato summer	Stabilny / Stable	0,2	0,3	0,3	0,2	-0,1	-0,1	33
	Pośredni (a) / Transitional (a)	0,2	0,5	0,5	0,3	-0,6	-0,7	15
	Pośredni (b) / Transitional (b)	0,7	0,9	0,5	0,3	-0,2	-0,3	28
	Pośredni (c) / Transitional (c)	0,8	1,0	0,6	0,3	-1,2	-0,9	13
jesień autumn	Dynamiczny / Dynamic	0,9	1,0	0,6	0,3	-0,5	-1,2	11
	Stabilny / Stable	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	-0,1	40
	Pośredni (a) / Transitional (a)	-0,1	0,2	0,1	-0,1	-0,4	-0,4	15
	Pośredni (b) / Transitional (b)	0,1	0,4	0,4	0,1	-0,1	-0,1	22
jesień autumn	Pośredni (c) / Transitional (c)	0,1	0,4	0,4	0,1	-0,8	-0,7	12
	Dynamiczny / Dynamic	0,4	0,9	0,4	0,1	-0,6	-0,5	11

Tab. 2. Częstość (%) typów sytuacji synoptycznych wg klasyfikacji T. Niedźwiedzia (1988, 1992, 2000) dla dorzecza Górnej Wisły w latach 1976-80 i 1988-97 w standardowych porach roku
 Frequency (%) of the atmospheric circulation patterns according to the classification of T. Niedźwiedź (1988, 1992, 2000) in the Upper Vistula River Basin in the years 1976-80
 and 1988-97 for standard seasons

Pory roku Seasons	Typy sytuacji synoptycznych/ Circulation patterns																				
	Na	NEa	Ea	SEa	Sa	SWa	Wa	NWa	Ca	Ka	Nc	NEc	Ec	SEc	Sc	SWc	Wc	NWc	Cc	Bc	X
1976-80																					
zima / winter	1	1	5	4	5	3	8	2	2	13	2	2	2	5	5	8	15	7	2	6	3
wiosna / spring	2	5	5	4	4	1	4	1	1	14	2	6	6	2	6	6	10	6	2	13	1
lato / summer	3	2	4	1	1	0	8	5	3	17	5	5	1	1	0	2	12	9	1	17	2
jesień / autumn	1	1	3	3	5	5	14	5	7	19	3	3	5	6	4	4	17	9	1	9	2
1988-97																					
zima / winter	3	1	4	6	3	5	19	6	4	11	1	1	2	2	1	8	12	3	1	7	1
wiosna / spring	4	4	6	7	2	3	5	6	2	13	3	2	2	3	2	5	6	5	1	15	3
lato / summer	4	7	4	2	1	3	7	8	2	20	2	2	1	2	1	4	8	6	0	15	2
jesień / autumn	3	2	2	6	4	8	10	7	3	12	3	1	1	2	4	7	10	5	1	9	1

Objaśnienia: N, NE itd. – kierunki adwekcji mas powietrza, a – sytuacja antycyklonalna, c – sytuacja cyklonalna, Ca - sytuacja centralna antycyklonalna, Ka - klin antycyklonalny, Cc - sytuacja centralna cyklonalna, Bc - bruzda cyklonalna, X - sytuacje nie dające się zaklasyfikować

Explanations: N, NE etc. – directions of air masses advection, a – anticyclonic patterns, c – cyclonic patterns, Ca – central anticyclonic situation, Ka – anticyclonic wedge, Cc – central cyclonic situation, Bc – trough of low pressure, X – unclassified situations

Tab. 3. Sytuacje synoptyczne, których częstość przekroczyła 5, 10 i 20 % w dynamicznych typach dziennego przebiegu gradientów termicznych w porach roku w latach 1976-80 (dno doliny) i 1988-97 (wierzchowina)
 Circulation patterns which exceeded the frequency of 5, 10 and 20% in the dynamic types of daily course of thermal gradients, in the seasons of the periods 1976-80 (river valley) and 1988-97 (ridge top)

	zima / winter			wiosna / spring			lato / summer			jesień / autumn		
	>5%	>10%	>20%	>5%	>10%	>20%	>5%	>10%	>20%	>5%	>10%	>20%
1976-80	SE _a , S _a , W _a , C _a , K _a , S _c , SW _c , W _c , NW _c	K _a , SE _a , W _c	K _a	NE _a , E _a , S _a , C _a , K _a , SW _c , B _c	K _a , E _a , NE _a	K _a	N _a , E _a , SE _a , W _a , NW _a , C _a , K _a , B _c	K _a	K _a	SE _a , S _a , W _a , C _a , K _a , W _c , B _c	K _a	K _a
Σ%	82,8	45,7	22,8	79,3	48,9	23,3	92,2	48,7	48,7	85,0	41,0	41,0
1988-97	SE _a , SW _a , W _a , C _a , K _a , SW _c , B _c	K _a , SE _a , W _a , C _a	K _a , W _a	NE _a , E _a , SE _a , SW _a , C _a , K _a	K _a , E _a , SE _a	K _a	NE _a , E _a , SW _a , W _a , C _a , K _a	K _a , NE _a	K _a	SE _a , S _a , SW _a , W _a , C _a , K _a , SW _c	K _a , SW _a	K _a
Σ%	85,1	64,9	41,0	73,8	53,2	28,4	79,5	51,5	37,5	77,6	35,0	20,4

Ogólnie można stwierdzić, że w skupieniach o największej liczebności reprezentowane są prawie wszystkie typy cyrkulacji atmosferycznej, przy czym znaczące liczebności osiągają trzy lub cztery z nich. W skupieniach o najmniejszej liczebności typy cyrkulacji od N_c do X , albo w ogóle nie występują, albo osiągają bardzo małą liczebność. We wszystkich skupieniach tego rodzaju największe liczebności towarzyszą typowi K_a , który we wszystkich porach roku (tak w okresie 1976-80, jak i 1988-97) jest albo najpowszechniej występującym, albo jednym z trzech najczęstszych. Skupienia o największej i najmniejszej liczebności wyznaczają warunki skrajne przebiegu gradientów, prezentując odpowiednio najmniejsze i największe zróżnicowanie przebiegu gradientów w ciągu dnia.

Jedynym wyjątkiem od przedstawionej reguły dotyczącej skupień o najmniejszej liczebności są zimy w okresie 1976-80, gdy typ cyrkulacji W_a ma nieco wyższy udział niż typ K_a ; we wszystkich pozostałych przypadkach typ K_a wyraźnie dominuje. Typ cyrkulacji oznaczony K_a to klin antycyklonalny, czasem kilka niewyraźnych ośrodków wyżowych lub rozmyty obszar podwyższonego ciśnienia, oś wału wysokiego ciśnienia. Tymczasem dotychczas za typ cyrkulacji szczególnie korzystny dla występowania największych wartości gradientów uważano sytuację centralną antycyklonalną, oznaczoną C_a . Typ C_a , występujący dość rzadko, często największą liczebność osiąga w skupieniu najmniejszym, co potwierdzałoby dotychczasowe poglądy, ale nie jest tak zawsze, a ponadto zazwyczaj brak koncentracji typu C_a w jednym lub dwu skupieniach.

Podsumowując można stwierdzić, że występowaniu dużych i zróżnicowanych w ciągu dnia wartości gradientów sprzyjają sytuacje antycyklonalne, niezależnie od kierunku adwekcji powietrza. Dominacja typu K_a w prawie każdym skupieniu wynika z jego bardzo wysokiej ogólnej liczebności, dlatego też nie można go uznać za wskaźnikowy.

Przechodząc do szczegółowej analizy związków między typami dziennego przebiegu gradientów a sytuacjami synoptycznymi skoncentrowano się tylko na dynamicznych (najbardziej zmiennych) typach przebiegu gradientów (por. tab. 1) w poszczególnych porach roku, które najczęściej osiągają najmniejszą liczebność, ale wyznaczają skrajne warunki przebiegu gradientów. Tabela 3 pokazuje typy sytuacji synoptycznych najczęściej towarzyszące najbardziej zróżnicowanemu dziennemu przebiegowi pionowych gradientów termicznych (typ dynamiczny) w poszczególnych porach roku i formach terenu. Częstość typu K_a przekracza we wszystkich przypadkach 20%, ale latem i jesienią dynamiczny przebieg gradientów pojawia się przy tej sytuacji znacznie częściej na dnie doliny niż na wierzchowinie. Zimą przebieg dynamiczny pojawia się przy sytuacji K_a równie często w obu formach terenu, ale na wierzchowinie takiego przebiegu gradientów możemy się także często spodziewać przy sytuacji W_a , podczas gdy w dnie doliny częstość W_a nie przekracza 10%.

Analiza występowania typów sytuacji z częstością powyżej 10% pozwala podzielić rok na dwie części. Latem i jesienią próg 10%, poza K_a , przekracza tylko jeden typ sytuacji synoptycznej i tylko na wierzchowinie: latem NE_a , a jesienią SW_a . Zimą i na wiosnę natomiast próg częstości 10% przekraczają co najmniej trzy typy sytuacji synoptycznych, niezależnie od formy rzeźby terenu. Przeważają wśród nich sytuacje antycyklonalne z adwekcją powietrza z sektora wschodniego, jedynie zimą pojawiają się w tej grupie sytuacje z adwekcją z zachodu i cyklonalne.

Wnioski

Forma rzeźby terenu jest równie ważnym czynnikiem kształtującym występowanie dynamicznego dziennego przebiegu gradientów temperatury powietrza, jak cyrkulacja atmosferyczna,

gdyż przy wielu typach sytuacji synoptycznej tak zróżnicowany przebieg gradientów występuje albo tylko we wklęsłych, albo tylko na wypukłych formach rzeźby terenu. W zimie i wiosną dynamiczny przebieg gradientów może się pojawić przy większej liczbie typów sytuacji synoptycznych (z częstością powyżej 10%) niż latem i jesienią. We wszystkich porach roku dla obu form terenu przebieg ten występuje przy sytuacjach K_a (najczęściej) i C_a (tylko kilka procent przypadków, jedynie w zimie na wierzchowinie ponad 10%). Pozostałe typy sytuacji synoptycznych (z częstością ponad 5%), podczas których dynamiczny przebieg gradientów występuje bez względu na rzeźbę terenu, to:

- zima – W_a , SE_a , SW_c
- wiosna – NE_a , E_a
- lato – W_a , E_a
- jesień – W_a , SE_a , S_a

Typy sytuacji synoptycznych (z częstością ponad 5%), podczas których dynamiczny przebieg gradientów występuje tylko w dnie doliny, są następujące:

- zima – S_a , S_c , W_c , NW_c
- wiosna – S_a , SW_c , B_c
- lato – N_a , SE_a , NW_a , B_c
- jesień – W_c

Podczas sytuacji SW_a na wierzchowinie w ciągu całego roku może wystąpić dynamiczny przebieg gradientów, zwłaszcza jesienią (powyżej 10%). Pozostałe typy sytuacji synoptycznych (z częstością ponad 5%), podczas których taki przebieg gradientów występuje tylko na wierzchowinie, są następujące:

- zima – B_c ,
- wiosna – SE_a ,
- lato – NE_a ,
- jesień – SW_c .

Przedstawione wyniki wskazują na potrzebę całorocznych, systematycznych pomiarów termiki przygruntowej warstwy atmosfery, nie tylko w dniach z wybranymi typami pogody. Jak widać duże wartości gradientów termicznych w przygruntowej warstwie powietrza mogą wystąpić przy wielu sytuacjach synoptycznych, różnych w poszczególnych porach roku.

Literatura

- Bokwa A., 2000, *Struktura termiczna przygruntowej warstwy powietrza na Pogórze Wielickim (na przykładzie Gaika-Brzezowej)*. Biblioteka Jagiellońska, Kraków, maszynopis.
- Marek T., 1989, *Analiza skupień w badaniach empirycznych*. Metody SAHN, PWN, Warszawa.
- Chojnicki Z. (red.), 1977, *Metody ilościowe i modele w geografii*. PWN, Warszawa.
- Chojnicki Z. (red.), 1980, *Metody taksonomiczne w geografii*. PAN Oddział w Poznaniu, ser. Geografia, t. V, PWN, Warszawa-Poznań.
- Niedźwiedz T., 1988, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1951-1985)*. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., z. 71, 37-85.
- Niedźwiedz T., 1992, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1986-1990)*. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., z. 90, 71-78.
- Niedźwiedz T., 2000, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1991-1997)*. Dane niepublikowane udostępnione przez Autora.
- Osuchowska-Klein B., 1992, *Związek między temperaturą a cyrkulacją atmosferyczną*. Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 17.

INFLUENCE OF ATMOSPHERIC CIRCULATION ON DIURNAL COURSE OF VERTICAL THERMAL GRADIENTS IN THE AIR LAYER NEAR THE GROUND

Summary

So far the relation between air temperature and atmospheric circulation has been considered mainly in macroscale, as in the work of Osuchowska-Klein (1992), where mean daily temperature in Warsaw was compared with atmospheric circulation patterns of the whole Europe.

The present contribution attempts to show the phenomenon in local scale, using thermal gradients in the air layer near the ground and mesoscale atmospheric circulation patterns elaborated by T. Niedźwiedź (1988, 1992, 2000). Thermal gradients in the air layer 50-200 cm above the ground were calculated for the years 1976-80 in Raba River valley bottom and for the years 1988-97 on the flattened ridge top in Gaik-Brzezowa, Wieliczka Foothills, 30 km south of Cracow. The measurements of temperature were made with mercury bulb thermometers in two Stevenson's shelters at the heights 50 and 200 cm above the ground, six times per day: 6 a.m., 8 a.m., 12 a.m. (noon), 2 p.m., 6 p.m. and 8 p.m. GMT. For every day an atmospheric circulation pattern due to the classification of T. Niedźwiedź was determined. Using k-means method of cluster analysis the characteristic types of thermal gradients diurnal course were found in standard seasons. For every type the frequency of particular circulation patterns was counted and compared with the frequency of the whole season.

In Raba River valley bottom for every season four types of thermal gradients' diurnal course were distinguished due to analysis of the data from the period 1975-80. On the flattened ridge top the analysis was performed for both the whole 10-year period 1988-97 and for two 5-year sub-periods. According to the results of the whole period four types of thermal gradients diurnal course were defined for winter and spring and five types for summer and autumn

The influence of atmospheric circulation on the occurrence of the distinguished types of thermal gradients diurnal course can be summarised as follows. In the largest clusters, representing the least differentiated diurnal course of thermal gradients, nearly all circulation patterns can be found. However, only three or four of them have significant frequency value. In the smallest, least numerous clusters (representing the most differentiated diurnal course of thermal gradients), the cyclonic patterns either do not occur at all or they have very little frequency. In these clusters the most frequent is the pattern Ka (anticyclonic wedge, sometimes several indistinct centres or a neutral pressure field of relatively high pressure, axis of the ridge of high pressure). It is the most frequent or one of the most frequent patterns in all seasons, in both periods. The only exception is winter of the 1976-80 when the pattern Wa (anticyclonic pattern with an advection of air masses from the West) has a little higher frequency than Ka.

The pattern Ca (central anticyclonic situation, high pressure system with the centre over the Upper Vistula River Basin) was considered to be especially favourable to the occurrence of the highest values of thermal gradients. The obtained results prove that the pattern Ca, occurring very rarely, often reaches its highest frequency in the least numerous clusters, which is in accordance with the analysis conducted so far by other researchers. However, it is not always so, and additionally there is no distinguished concentration of pattern Ca in one or two clusters. It means, that Ca can also accompany diurnal courses with relatively small values of the gradients.

Generally, high and very differentiated (in diurnal course) values of thermal gradients in the air layer near the ground are favoured by anticyclonic circulation patterns, regardless of the air advection's direction. The domination of pattern Ka in nearly every cluster is due to its very high frequency for the whole season, therefore it cannot be considered as indicative index.

ZWIĄZEK RODZAJÓW CHMUR Z DOBOWYM PRZEBIEGIEM TEMPERATURY POWIETRZA (NA PRZYKŁADZIE KRAKOWA)

Dorota Matuszko

Abstract: Apart from total cloudiness, cloud genera considerably influence radiation conditions in local scale as well as the daily air temperature course. The paper presents air temperature course during the occurrence of particular cloud genera and during the cloudless days, on the example of climatological data from Cracow. The analysis shows that the least impact on thermal conditions both in summer and winter, have high clouds. Their presence does not limit the input of solar radiation and on days with Ci, Cc and Cs clouds the air temperature course is close to that of the cloudless day. Therefore the weather with high clouds, regardless total cloudiness, may be treated as the radiative one, favourable for the differentiation of topoclimatic conditions.

Key words: Cracow, cloudiness, cloud genera, air temperature.

Wstęp

Zachmurzenie jest jednym z czynników modyfikujących dobowy przebieg temperatury powietrza. Chmury wpływają na zmniejszenie natężenia promieniowania słonecznego, obniżają więc m.in. maksimum temperatury, a utrudniając wypromieniowanie ziemskie w nocy, podwyższają minimum temperatury powietrza. Istnieje pogląd, że im większe zachmurzenie, tym amplituda temperatury powietrza mniejsza i odwrotnie, w dni bezchmurne – wartość amplitudy dobowej jest większa. Autorzy nielicznych prac (Kossowski 1971; Oźga 1999; Przybylak 1999; Weigt 1911) traktujących o związkach zachmurzenia z temperaturą rozpatrują to zagadnienie jedynie w aspekcie wielkości zachmurzenia, pomijając rodzaje chmur. Takie ujęcie nie jest w pełni wyczerpujące, ponieważ miąższość i struktura chmury oraz wysokość na jakiej ona występuje, a nie tylko stopień zachmurzenia nieba, decydują o warunkach radiacji. Jak pisze W. Warakomski (1961): „Zachmurzenie rozpatrywane wyłącznie jako stopień pokrycia nieba przez chmury, w oderwaniu od ich rodzajów nie daje jeszcze właściwego pojęcia o stosunkach nefologicznych”. Zatem sama wielkość zachmurzenia, nie jest wystarczającą informacją do określenia wpływu zachmurzenia na natężenie promieniowania słonecznego i przebieg temperatury powietrza. Nawet przy całkowitym pokryciu nieba chmurami wysokimi dopływ promieniowania słonecznego jest znacznie wyższy niż przy choćby częściowym zachmurzeniu Sc lub Ns.

Celem niniejszego opracowania jest próba określenia wpływu poszczególnych rodzajów chmur na przebieg dobowy temperatury powietrza w ciągu roku.

Material i metoda

W opracowaniu wykorzystano wyniki codziennych (w okresie 1995–1999) obserwacji zachmurzenia nieba i pomiarów temperatury powietrza w klatce na wys. 200 cm n.p.g., wykonywanych na stacji Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Krakowie w godzinach 6, 8, 12, 14, 18, 20 czasu GMT. Z wymienionego pięciolecia wybrano dla każdego miesiąca dzień bezchmurny oraz dni, w których wystąpił jako jedyny, lub był dominujący jeden, określony rodzaj zachmurzenia. Chmury Ci, Cc i Cs, które często występują razem, połączono w jedną grupę, gdyż ze względu na to, że są zbudowane z kryształków lodu prawie nie dają cienia i w minimalnym stopniu absorbują

promieniowanie. Także chmury Cu i Cb rozpatrywano łącznie, z powodu ich wspólnego, konwekcyjnego pochodzenia oraz z przyczyn metodycznych – chmura Cb występuje bardzo rzadko (2% udziału w ogólnej strukturze zachmurzenia) i nigdy jako jedyna w ciągu dnia. W kolejnych miesiącach analizowano przebieg dzienny temperatury występujący przy poszczególnych rodzajach zachmurzenia, który następnie porównywano z przebiegiem temperatury zanotowanym w dniu bezchmurnym.

Struktura zachmurzenia nieba w Krakowie

Na podstawie danych o średnim rocznym zachmurzeniu z lat 1906-1995 w Krakowie (Matuszko 1998) największą częstością wyróżniają się chmury (tab. 1) Ac i Sc (po 15%). Jest to dominujący typ zachmurzenia w Polsce (Warakomski 1961), związany z najczęstszymi u nas masami powietrza polarno-morskiego i przeważającą liczbą frontów chłodnych, którym te chmury często towarzyszą. Najrzadziej w Krakowie pojawiają się chmury Cb (2%) i Cc (3%). Te ostatnie najrzadziej występują też w całej Polsce.

W ciągu dnia w strukturze zachmurzenia zachodzą istotne zmiany. Rano najczęściej obserwowane w Krakowie są chmury St (18%), najrzadziej Cb (1%). W południe, przede wszystkim w lecie, dominują chmury Cu (20%), najrzadziej występują Cc. Wieczorem najczęściej stwierdza się Sc (16%). Najrzadziej, podobnie jak w poprzednich terminach, występują chmury Cc i Cb (po 2%). Chmury Ac, bez względu na porę dnia, stanowią zawsze 14% udziału zachmurzenia, a niewielkie (1%) wahania w strukturze zachmurzenia w ciągu dnia wykazują chmury Ci, Cs i As. Z powyższych danych wynika, że największą zmiennością występowania w ciągu dnia odznaczają się chmury niskie St i Cu, ze względu na najsilniejsze oddziaływanie na nie warunków lokalnych.

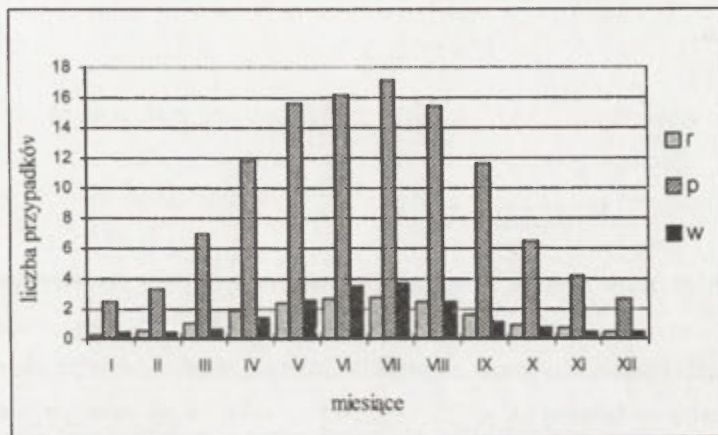
Tab. 1 Częstość rodzajów chmur w Krakowie w latach 1906-1995
The frequency of cloud genera in Cracow in the years 1906-1995

Częstość Frequency	Srednia Mean	Rano Morning	Południe Noon	Wieczór Evening
Ci	7	8	8	7
Cc	3	3	3	2
Cs	5	5	6	5
Ac	15	15	14	15
As	10	10	10	11
Sc	15	15	14	15
St	12	18	8	13
Ns	11	12	9	13
Cu	9	4	20	4
Cb	2	1	4	2
bezchmurne	11	9	4	13

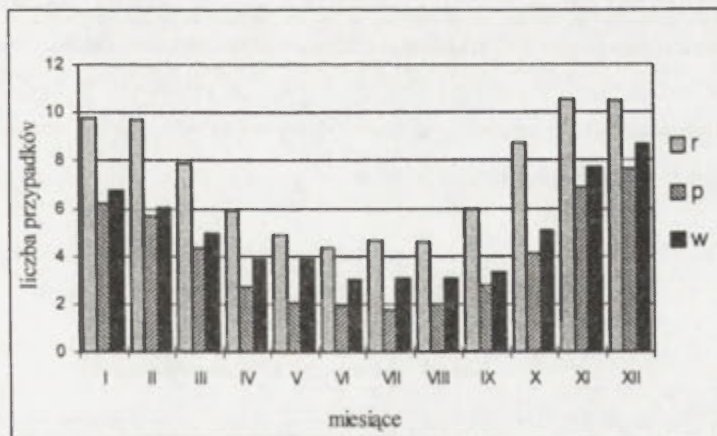
Niebo bezchmurne najczęściej występuje w Krakowie wieczorem (średnio co szósty dzień), następnie rano (co dziewiąty dzień), a najrzadziej w południe (co trzynasty). W występowaniu przypadków pogody bezchmurnej zaznacza się sezonowość. W chłodnej połowie roku (od września do kwietnia) niebo bezchmurne najczęściej notowane jest wieczorem, w półroczu ciepłym – rano. Późną jesienią i zimą, w godzinach wieczornych jest to spowodowane brakiem sprzyjających

warunków do tworzenia się chmur St i Sc, których powstawanie związane jest, między innymi, z ochładzaniem się powietrza od podłoża, ogarniającym coraz wyższe warstwy atmosfery; w związku z tym maksimum występowania St przypada na noc i godziny rano. W lecie chmury warstwowe wykazują swoje roczne minimum częstości. Pogoda bezchmurna średnio w wieloleciu najrzadziej występuje w południe, jednak w chłodnej połowie roku, rano, niebo bezchmurne notowane jest jeszcze rzadziej. Duża częstość występowania chmur kłębiastych w półroczu letnim sprawia, że termin południowy charakteryzuje największe zachmurzenie. Bardziej szczegółowa analiza wykazuje, że w zimie w Krakowie warunki inwersyjne występują częściej niż konwekcyjne, a poranne mgły oraz niskie chmury warstwowe są przyczyną rzadkiego występowania pogody bezchmurnej.

A.



B.



Ryc. 1. Przebieg roczny częstości występowania chmury Cu (A) i St (B) w Krakowie w latach 1906-1995 (r – rano, p – południe, w – wieczór)

Annual course of the frequency of the Cu (A) and St (B) clouds occurrence in Cracow in the years 1906-1995 (r – morning, p – noon, w – evening)

W przypadku Krakowa, podobnie jak i całej Polski (Olszewski 1990), można wyróżnić dwa typy przebiegu dobowego zachmurzenia:

- przebieg „letni” – trwający od kwietnia do września, odznaczający się największym zachmurzeniem w porze okołopołudniowej, kiedy nad rozgrzaniem miastem najsilniej rozwijają się prądy wstępujące (przeważają chmury konwekcyjne, głównie Cu – ryc. 1A). Minimum zachmurzenia występuje nocą; typ ten charakteryzuje znaczna amplituda dobowa wielkości zachmurzenia;

- przebieg „zimowy” – trwający od października do marca, z maksimum rannym lub przedpołudniowym zachmurzeniem związanym z procesami wychładzania radiacyjnego w kotlinie (dominują chmury warstwowe, głównie St – ryc. 1B). Minimum zachmurzenia przypada na wieczór lub noc, amplituda dobową zachmurzenia jest mała.

W Krakowie, podobnie jak w całej Polsce (Warakomski 1961), chmurami o wyraźnie zaznaczonym przebiegu rocznym z maksimum w lecie i minimum w zimie są Ci, Ac, Cu i Cb; odwrotny do powyższego przebieg roczny, tj. z maksimum przypadającym w zimie, wykazują chmury St i As. Prawie ze stałą częstością w ciągu całego roku występują chmury Sc, a brak zachmurzenia najczęściej zdarza się jesienią (wrzesień, październik) i wiosną (kwiecień).

Przebieg dobowy temperatury powietrza podczas występowania poszczególnych rodzajów chmur

Zarówno w zimie (ryc. 2A), jak i w lecie najmniejszy wpływ na przebieg dobowy temperatury powietrza mają chmury wysokie. Ich występowanie nie ogranicza dopływu promieniowania słonecznego, co stanowi potwierdzenie badań W. Chelchowskiego (1970), który podaje, że chmury tego piętra nawet przy małych wysokościach Słońca (w przedziale 5-10°) zaledwie o kilkanaście procent osłabiają promieniowanie. Przebieg dobowy temperatury powietrza w dniu z chmurami Ci, Cc, Cs jest zbliżony do przebiegu charakterystycznego dla dnia bezchmurnego. Dni z chmurami wysokimi charakteryzuje najwyższa amplituda dobową temperatury powietrza (tab. 2). Maksimum temperatury w lecie przypada na godz. 14 GMT, minimum na godz. 6 rano, w zimie maksimum temperatury występuje już o godz. 12 GMT. Przebieg dzienny występowania chmur Ci, Cc i Cs wykazuje zróżnicowanie sezonowe; w czerwcu i lipcu najczęściej pojawiają się one wieczorem, w pozostałych miesiącach – w południe, czego przyczyną w dużej mierze jest cykl dzienny występowania chmur niskich. W ciepłej połowie roku, w południe, w ogólnym zachmurzeniu nieba przeważają chmury konwekcyjne zasłaniające chmury wyższych pięter; wieczorem chmury o budowie pionowej zanikają i odsłaniają chmury wysokie.

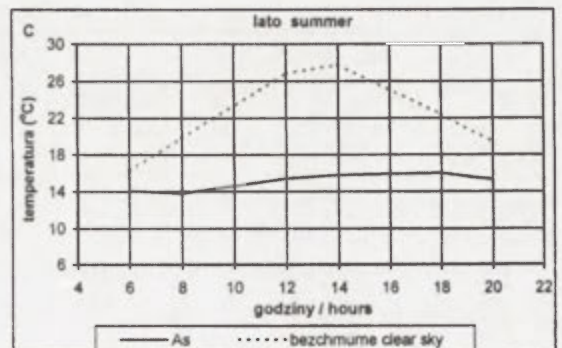
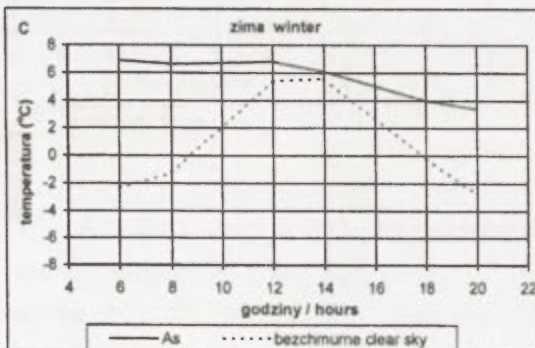
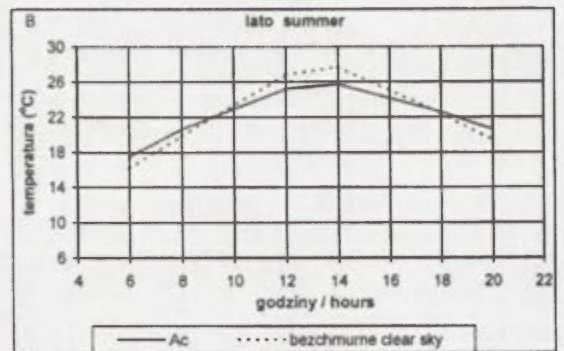
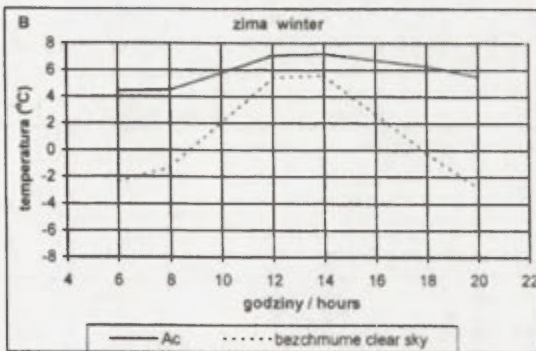
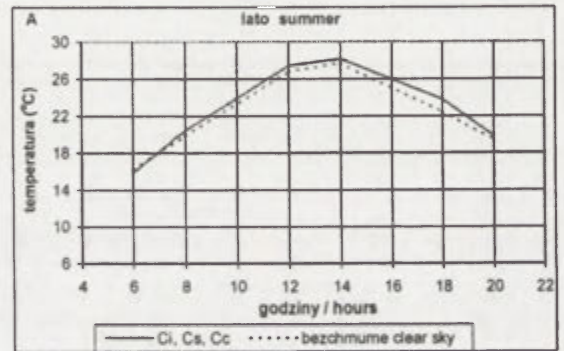
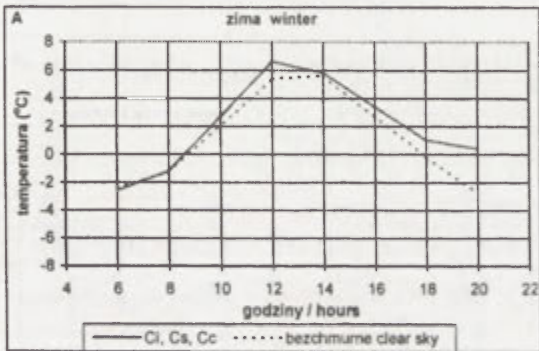
Tab. 2. Temperatura powietrza podczas występowania różnych rodzajów chmur
Air temperature at different cloud genera occurrence

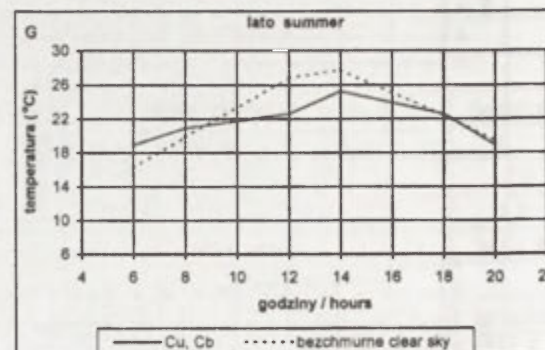
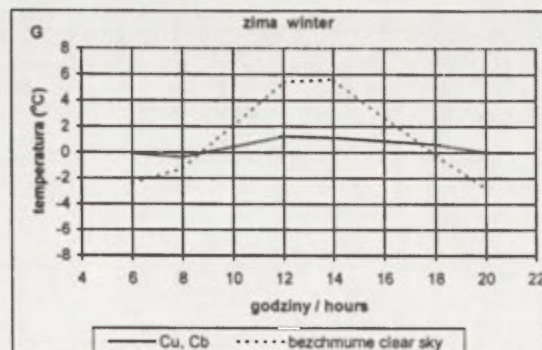
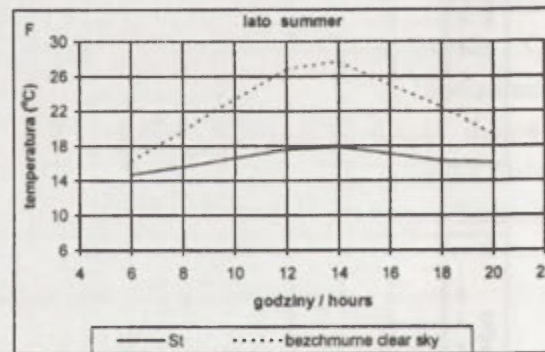
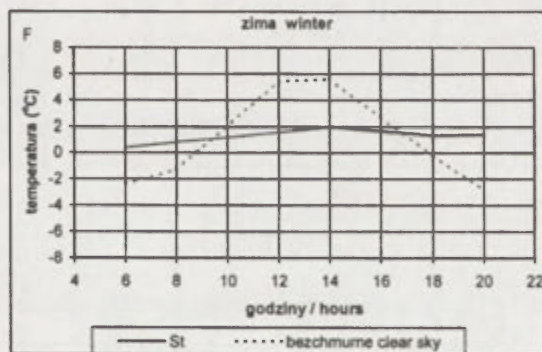
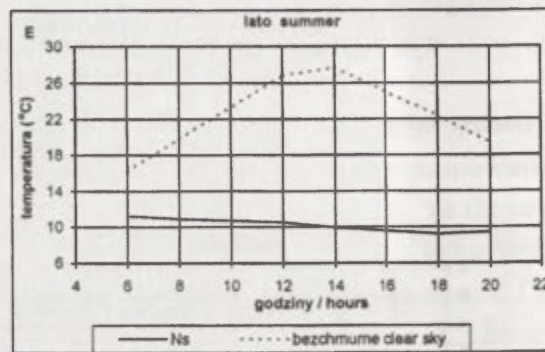
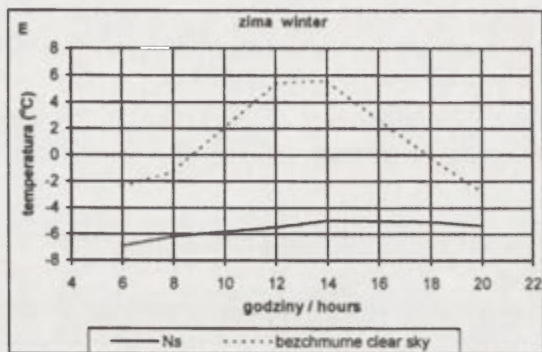
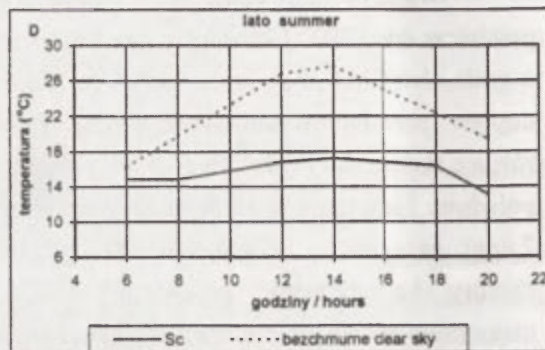
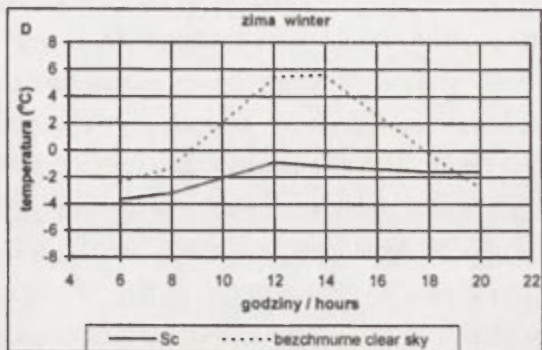
Rodzaj chmur / Cloud genera								
<i>zima / winter</i>								
temperatura	Ci,Cc,Cs	Ac	As	Ns	St	Sc	Cu,Cb	bezchm
max	7	2,5	7	-4,2	2	-0,9	3,4	6,2
min	-2,8	-1,7	4	-7	0,1	-5,7	-2	-2,6
amplituda	9,8	4,2	3	2,8	1,9	4,8	5,4	8,8
data	18.01.99	7.12.99	26.01.99	12.02.99	23.01.99	13.02.99	23.02.99	19.01.99
<i>lato / summer</i>								
temperatura	Ci,Cc,Cs	Ac	As	Ns	St	Sc	Cu,Cb	bezchm
max	28,2	26,4	25	17,5	18,1	20,5	26,3	27,9
min	11,6	16	17,7	9,1	14,5	14,3	16,5	14,2
amplituda	16,6	10,4	7,3	8,4	3,6	6,2	9,8	13,7
data	27.06.99	29.06.99	22.07.99	22.06.99	19.06.99	1.06.99	2.07.99	12.08.98

Występowanie chmur Ac nie zakłóca typowego dla dnia bezchmurnego przebiegu temperatury powietrza (ryc. 2B). Tak w lecie, jak i w zimie temperatura rośnie do godzin południowych, osiągając o godz. 14 GMT maksimum dobowe, a następnie powoli spada. W lecie chmury Ac ograniczają dopływ promieniowania słonecznego i powodują obniżenie temperatury powietrza. Największe różnice temperatury (ok. 2 deg) między dniem bezchmurnym i dniem z chmurami Ac występują około południa. Natomiast w zimie pokrywa chmur Ac sprzyja podniesieniu temperatury powietrza (o ok. 7 deg), szczególnie w godzinach rannych i wieczornych. W ciągu dnia, w letniej połowie roku, chmury Ac najczęściej pojawiają się wieczorem, a w zimie — w południe. Letnie wieczorne maksimum zachmurzenia chmurami Ac wywołane jest rozpadem chmur kłębiastych i przeobrażaniem się ich w chmury Ac na skutek zaniku prądów wstępujących.

Ryc. 2. Dzienny przebieg temperatury powietrza przy chmurach Ci, Cc, Cs (A), Ac (B), As (C), Sc (D), Ns (E), St (F), Cu i Cb (G) w zimie i lecie

Diurnal course of air temperature during the occurrence of Ci, Cc, Cs (A), Ac (B), As (C), Sc (D), Ns (E), St (F), Cu i Cb (G) clouds in winter and summer





Wpływ chmur As na stosunki termiczne jest podobny do wpływu chmur Ac. W lecie temperatura powietrza w dniach z As jest niższa o ok. 10 deg niż przy niebie bezchmurnym, a jej bieg dobowy jest prawie wyrównany (ryc. 2C). W zimie natomiast, w obecności chmur As temperatura

powietrza wyraźnie jest wyższa niż w dniu bezchmurnym, zwłaszcza rano i wieczorem. Amplituda dobową temperatury jest mała, zarówno w dniu zimowym, jak i w letnim wynosi ok. 3 deg. Chmury te nie wykazują wyraźnego przebiegu dziennego, w lecie nieco częściej występują wieczorem, a w zimie – w południe.

Wyrównany dobowy bieg temperatury powietrza w ciągu całego roku (ryc. 2D) oraz niewielkie amplitudy dobowe temperatury (4,8 deg w zimie, 6,2 deg w lecie) związane są z chmurami Sc. Zarówno w ciepłej, jak i chłodnej połowie roku w dniach, w których występowały chmury Sc, temperatura powietrza była niższa niż w dni bezchmurne. Chmury te odznaczają się sezonowością w przebiegu dziennym. W ciepłej połowie roku, podobnie jak Ac, i przypuszczalnie z podobnej przyczyny, najczęściej pojawiają się wieczorem, w chłodnej – w południe, za wyjątkiem stycznia i lutego, kiedy to nieco częściej występują rano.

Obecność chmur Ns towarzyszy dniom o najniższej, mało zróżnicowanej w ciągu dnia temperaturze powietrza (ryc. 2E). W dzień zimowy temperatura nieznacznie wzrasta w godzinach południowych, natomiast w lecie nie wykazuje typowego dla dnia przebiegu temperatury. Chmury Ns najrzadziej występują w południe, najczęściej rano.

Dni z chmurami St cechują najmniejsze amplitudy dobowe temperatury powietrza (1,9 deg w zimie, 3,6 deg w lecie) oraz stosunkowo niskie wartości temperatury. W lecie występowanie chmur St powoduje spadek temperatury powietrza, zwłaszcza w godzinach największej insolacji; natomiast w zimie, rano i wieczorem zmniejszając wypromieniowanie długofalowe, wpływa na podwyższenie temperatury powietrza (ryc. 2F). Chmury St cechuje wyraźny przebieg dzienny; dwa razy częściej pojawiają się rano niż w południe. W lecie różnica częstości występowania chmur St między terminem rannym a wieczornym jest ponad dwukrotnie mniejsza niż w chłodnej połowie roku. Istotnym czynnikiem tworzenia się niskich chmur warstwowych, szczególnie rano, jest lokalna inwersja, tworząca się wyjątkowo często w Krakowie, czemu sprzyja położenie miasta w słabo przewietrzanej dolinie Wisły.

Chmury kłębiaste (Cu i Cb) odgrywają dominującą rolę w zachmurzeniu nieba w ciepłej połowie roku; ograniczają dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej, przyczyniają się do spadku jej temperatury, szczególnie w godzinach rozwoju konwekcji (ryc. 2G). Amplituda dobową temperatury przy tego typu zachmurzeniu jest stosunkowo wysoka, sięga 9,8 deg, gdyż chmury te nie stanowią zwartej zasłony nieba umożliwiając okresowo bezpośredni przepływ promieni słonecznych. Krótkotrwałe zmiany w pokrywie nieba przez chmury, wywołują chwilowe zmiany w dopływie energii i powodują skoki temperatury powietrza. W zimie, chmury konwekcyjne, podobnie jak inne, sprzyjają wzrostowi temperatury w godzinach rannych i wieczornych. Chmury Cu widoczne są najczęściej (20%) w ciągu dnia, zwłaszcza w ciepłej połowie roku, choć średnio w ogólnej strukturze zachmurzenia zajmują dopiero 6 miejsce. Chmury Cu powstają niezależnie od typu cyrkulacji, w związku z czym mają wyraźny przebieg dzienny, ze zdecydowaną dominacją w godzinach południowych. Wieczorem Cu występują bardzo rzadko na skutek zanikania prądów wstępujących.

Podsumowanie i wnioski

Wśród wielu czynników (rodzaju podłoża, ukształtowania terenu, wysokości n.p.m., odległości od zbiorników wodnych itp.), od których zależy przebieg dobowej temperatury powietrza znajduje się zachmurzenie. Jego wpływ na temperaturę powietrza zależy zarówno od wielkości zachmurzenia, grubości i poziomu występowania chmur, jak i rodzaju chmur. Przeprowadzona analiza pozwala stwierdzić istotny wpływ niektórych rodzajów chmur na dobowy przebieg temperatury powietrza. Najmniejszą rolę w modyfikowaniu stosunków termicznych, zarówno w lecie, jak i w zimie odgrywają chmury wysokie. Ich występowanie nie ogranicza dopływu promieniowania słonecznego do podłoża i w dniu z chmurami Ci, Cc i Cs, przebieg dobowy temperatury powietrza jest zbliżony do przebiegu w dniu bezchmurnym. Pogoda z chmurami wysokimi – pogoda radiacyjna – umożliwia wykonywanie badań topoklimatycznych.

Warto zwrócić uwagę na chmury Sc i Ac oraz Cu, pierwsze dominują w strukturze zachmurzenia Krakowa i całej Polski, ostatnie – najczęściej występują w dzień, szczególnie w ciepłej połowie roku. Występowanie chmur konwekcyjnych sprzyja krótkotrwałym zmianom temperatury powietrza w ciągu dnia i jej dużym amplitudom dobowym. Chmury Ac nie zmieniają typowego dla dnia bezchmurnego przebiegu temperatury powietrza. W lecie chmury o większej miąższości, ograniczają radiację i obniżają temperaturę powietrza, natomiast w zimie zmniejszają promieniowanie długofalowe i podnoszą temperaturę, zwłaszcza w godzinach rannych i wieczornych.

Relacje między zachmurzeniem a temperaturą są złożone; szczególnie interesujący jest problem wpływu zachmurzenia na stosunki termiczne w centrum miasta. Wiadomo, że na terenach zurbanizowanych wzrasta częstość występowania chmur Ac, Sc i Cu (Matuszko 2000); zatem czy ta tendencja ma wpływ na podwyższenie temperatury w mieście, prowadzące do wzmożenia parowania i dalej do wtórnego wzrostu pokrywy chmur?

Niniejsze opracowanie jest głosem w dyskusji nad rolą wielkości i rodzaju zachmurzenia w kształtowaniu klimatu lokalnego, a w szczególności – jego warunków termicznych.

Literatura

- Chęłchowski W., 1970, *Wpływ niektórych rodzajów chmur na natężenie promieniowania całkowitego w Mirnym (Antarktyda Wschodnia) w roku 1965*. Wiadomości Służby Hydrol., 6, 2, 23-30.
- Kossowski J., 1971, *Amplitudy dobowe temperatury powietrza a wielkość zachmurzenia w Lublinie*. Biuletyn LTN, sec. D, t.13, 41-44.
- Matuszko D., 1998, *Zachmurzenie Krakowa*. Przegl. Geofiz., XLIII, 3-4, 207-219.
- Matuszko D., 2000, *The influence of a city on cloud cover (on the example of Kraków)*. Urbanny vyvoj na rozhrani milenii, Urbane a krajinne studie, 3, Filozoficka fakulta Presovskej Univerzity, Presov, 401-407.
- Olszewski K., 1990, *Zmiany dobowe wielkości zachmurzenia w różnych masach powietrznych*. Przegl. Geofiz., XXXV, 3-4, 169-174.
- Ozga W., 1999, *Wpływ zachmurzenia na pionową stratyfikację temperatury w przygruntowej warstwie powietrza w lesie (na przykładzie lasu mieszanego świeżego w Rogowie)*. Wiadomości IMGW, XXII (XLIII), 1, 67-72.
- Parczewski W., 1957, *O współzależności między rodzajami chmur a przebiegiem usłonecznienia*. Przegl. Geofiz., 2, 4, 209-219.
- Przybylak R., 1999, *Influence of cloudiness on extreme air temperatures and diurnal temperature range in the Arctic in 1951-1990*. Polish Polar Research, 20, 2, 149-173.

- Przybylak R., 1999, *Influence of cloudiness on extreme air temperatures and diurnal temperature range in the Arctic in 1951-1990*. Polish Polar Research, 20, 2, 149-173.
- Warakomski W., 1961, *Częstotliwość występowania rodzajów chmur w Polsce w okresie 1950 – 1959*. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, vol. VII, 11, s. B, 207-256.
- Weigt K., 1911, *Wpływ zachmurzenia na dzienny bieg temperatury w Krakowie*. Sprawozdanie Komisji Fizjograf. PAU, t. 45, 85-110.

RELATION BETWEEN CLOUD GENERA AND DAILY AIR TEMPERATURE COURSE (AN EXAMPLE OF CRACOW)

Summary

Cloud cover is one of the elements that modify the daily course of air temperature on a local scale. Clouds influence the decrease in solar radiation, therefore decreasing the maximum temperature, and by obstructing the nocturnal radiation, they raise the minimum air temperature. There is an opinion that growing cloudiness causes the decrease in air temperature amplitude, and by the same rule its increase on cloudless days. Authors of the few studies on relations between the cloudiness and temperature deal with the problem only in the aspect of the degree of cloudiness, regardless the cloud genera. Such an approach is not fully precise, as thickness and cloud structure, not only the degree of cloudiness, impact the radiation conditions. Even with full cloud cover formed by the high clouds, the inflow of solar radiation will be far bigger than under the partial cover by Sc or Ns clouds.

The aim of this study is to define the impact of particular cloud genera on daily course of air temperature within a year.

This study is based on daily observations of cloudiness and air temperature measurements 200 cm above the ground, taken at the station of the Department of Climatology of the Institute of Geography of the Jagiellonian University at the 6, 8, 12, 14, 18 and 20 hours GMT. For the last five years (1995-1999), each month a cloudless day was chosen for analysis, as well as days with the single cloud genera or prevailing ones. Ci, Cc and Cs clouds, which often occur together, were perceived as a one group. They are built from ice crystals so they almost don't give any shade, and minimally absorb the radiation to a minimal extent. Also Cu and Cb clouds were studied together due to their common convection origin and because of methodological reasons - Cb clouds occurs very rarely (2% share of the general cloudiness structure) and never as the only cloud formed during the day. For each month the daily course of air temperature was analysed at particular cloud genera, as compared to the cloudless day.

Both in summer and in winter, high clouds make the smallest impact on the daily course of air temperature. Their occurrence does not limit solar radiation, thus the daily course of temperature on a day with Ci, Cc and Cs clouds is similar to a cloudless day, whereas air temperature values are even higher than on a cloudless day. On days with clouds from high level the highest daily air temperature amplitudes are noted. The maximum temperature in summer falls on 2 p.m. GMT, minimum - on 6 a.m., in winter maximum temperature falls on 12 GMT. On days with St, Sc and As clouds the daily course of air temperature is almost flat and characterised by rather low air temperatures. Ns clouds occur on days with the lowest, not diversified air temperatures. Days with St clouds are characterised by the lowest daily amplitudes of air temperature.

The analysis allows for stating a significant impact of particular cloud genera on the daily course of air temperature. One should consider Sc and Ac clouds, dominating in the structure of cloud cover in Cracow and Poland; and Cu clouds most frequently occurring during the day, especially in the warm part of the year. Besides the size of cloudiness, also the cloud genera shape the radiation conditions in the local scale and the daily air temperature course.

WINTER AIR TEMPERATURE PATTERNS IN THE SERRA DA ESTRELA, PORTUGAL

Carla Mora, Maria Joao Alcoforado, Gonçalo Teles Vieira

SUMMARY

Introduction

The Serra da Estrela is the highest mountain massif in Portugal (40°20' N; 7°35' W; 1993 m a.s.l.) and the part of the Iberian Central Cordillera. It is a granite horst aligned in a direction NE-SW with several plateaux deeply dissected by glacially sculpted valleys. The plateaux are located above 1400 m a.s.l. up to the mountaintop. Valley floors range from 700 to 1600 m a.s.l. and the slopes are usually very steep with absolute relief of 200 to 700 m.

No long-term climate data exists for the higher parts of the mountain and the Serra da Estrela local climates are still poorly understood. G. T. Vieira and C. Mora (1998) estimated a mean annual temperature of 3-4°C for the higher areas, while precipitation exceeds 2500 mm (Daveau et al. 1977) and part of it falls as snow (no data available). Summer dryness induces a Mediterranean character to the climate. However, phytogeographic elements suggest that the Serra da Estrela is in the transition between the Mediterranean and Atlantic influence (Jansen, Sequeira 1999).

A significant topoclimatic differentiation (i.e. formation of cold air lakes in small basins), which we believe to influence the present-day landscape dynamics (i.e. the vegetation and geomorphological processes) arises from the original imprint that glacial erosion gave to the mountain (i.e. hanging valleys, erosion basins and cirques). Therefore, the study of the local climates became a major element in the framework of an integrated project for the study of landscape units, which has been conducted in the Serra da Estrela. Special attention has been given to the study of the thermal patterns in different meteorological conditions.

Materials and methods

For the study of the air temperature patterns in the Serra da Estrela in the framework of the ESTRELA project, one meteorological station was installed in the highest point of the mountain (Torre plateau). The station collects data every hour. Nine air temperature stations based on single-channel data loggers were constructed and installed in chosen sites in order for better characterisation of the effects of topography. The data loggers collect data in 2-hour intervals. In order to achieve a better spatial image of the thermal patterns, campaigns for measurement of meteorological parameters are made in chosen weather conditions.

In this poster the authors analyse the air temperature measured by the single-channel data loggers during the winter of 1999-2000. The main thermal patterns are identified using cluster analysis and principal component analysis. Conditioning factors for the classified patterns are analysed and regression techniques are used for modelling. Preliminary maps are constructed using the Geographical Information System ILWIS.

Results

For the first time air temperatures in different sites in the Serra da Estrela were collected simultaneously and systematically. The results show the normal decrease of average air temperatures of the study period with altitude increase. The analysis of single days shows two main types of regime according to topographical conditions: valley floors and plateaux or peaks. Distribution of daily minima, maximums and amplitudes are also analysed.

The more interesting conditions seem to occur for the minimum temperatures during stable anticyclonic events, when cold air drainage is particularly evident. A striking example is the case of the 25th of January of 2000, with a minimum of -17°C in the bottom of a small cirque at 1620 m a.s.l. and -6°C at the same time in an adjacent peak at 1875 m a.s.l.

The results of this research will be used for the mountain rescue team of the Serra da Estrela, which show a special interest in the extreme values obtained and in the air temperature patterns and models.

Acknowledgements

The research is included in the project "Geomorphological and biophysical processes and landscape units in Mediterranean mountains. The case-study of Serra da Estrela, Portugal – ESTRELA" (PRAXIS/C/CTE/11153/1998), funded by the Fundação para a Ciência e a Tecnologia (MCT).

References

- Daveau S., Coelho C., Costa V. G., Carvalho L., 1977, *Répartition et rythme des précipitations au Portugal*. Mem. C.E.G., 3, Lisbon.
- Jansen J., Sequeira M.P.S.M., 1999, *The vegetation of shallow waters and seasonally-inundated habitats (Littorelletea and Isoeto-Nanojuncetea) in the higher parts of the Serra da Estrela*, Portugal. Mitt. d. Badischen Landesver. f. Naturkunde, N.F. 17, 2, 449-462.
- Vieira G. T., Mora C., 1998, *General characteristics of the climate of the Serra da Estrela*, in Vieira, G. T. (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela*. Guidebook for the field-trip, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments, 26-28 August 1998, CEG and Department of Geography, University of Lisbon, 26-36.

BADANIA TOPOKLIMATYCZNE PROWADZONE NA TERENIE BIESZCZADZKIEGO PARKU NARODOWEGO

Marek Nowosad

Abstract: Topoclimatic investigations provide examples of the differentiation of the values of particular meteorological elements depending on the altitude above sea level as well as the form and covering of the terrain. What should be stressed is the possibility of occurrence of ground frosts in the highest part of the Bieszczady at the height of the vegetation season. On the uncovered Bieszczady ridges the intensive cooling of the human body may occur, even in the middle of the summer tourist season.

Key words: Bieszczady Mnts, topoclimate, mountain climate, bioclimate, normal effective temperature, snow cover.

Wstęp

Bieszczadzki Park Narodowy został utworzony w 1973 r. W następnych latach był kilkakrotnie powiększany (Winnicki 1992). Historia badań klimatu tego terenu została opisana przez M. Nowosada (1998a). Na obszarze Bieszczadów brak jest stacji i posterunków meteorologicznych zlokalizowanych na grzbietach oraz w wyższych partiach zboczy. Sytuacja ta stwarza potrzebę prowadzenia tam badań topoklimatycznych. W połowie lat 60. badania topoklimatyczne na grzbiecie Połoniny Wetlińskiej prowadzono w ramach obozu Koła Geografów Uniwersytetu Jagiellońskiego. Patrolowe pomiary pokrywy śnieżnej, począwszy od zimy 1976/1977, prowadził na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego M. Nowosad.

Zarys klimatu tego terenu stanowił temat prac m.in. E. Michny i S. Paczosa (1972) oraz M. Nowosada (1995). Ważnym krokiem w badaniach klimatu południowo-wschodniego zakątka kraju było opracowanie wykonane pod kierunkiem T. Niedźwiedzia (1983).

Materiał i metoda

W związku z brakiem stacji meteorologicznych zlokalizowanych na bieszczadzkich grzbietach, w 1981 r. na Połoninie Wetlińskiej przeprowadzono pomiary temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru (Nowosad 1983b). Bazowym stanowiskiem pomiarowym była wtedy Stacja Naukowa UMCS w Równi k. Ustrzyk Dolnych, gdzie w latach 1961 – 1993 wykonywano obserwacje meteorologiczne. W lipcu 1998 r. wykonywano pomiary topoklimatyczne w Wołosatem oraz na szczycie Tarnicy (Nowosad 1998b, 1999).

W Równi oraz w Wołosatem zainstalowano klatki meteorologiczne wyposażone w termometry oraz w termohigrografy. W punktach terenowych prowadzono pomiary za pomocą psychrometrów Assmanna umieszczanych na różnych wysokościach nad gruntem. Mierzono wtedy też prędkość i kierunek wiatru, określano stopień i rodzaj zachmurzenia oraz notowano występujące zjawiska atmosferyczne.

W okresach zimowych prowadzono obserwacje zalegania pokrywy śnieżnej (Nowosad 1992). Wykonywano je na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego, w profilach Ustrzyki Górne –

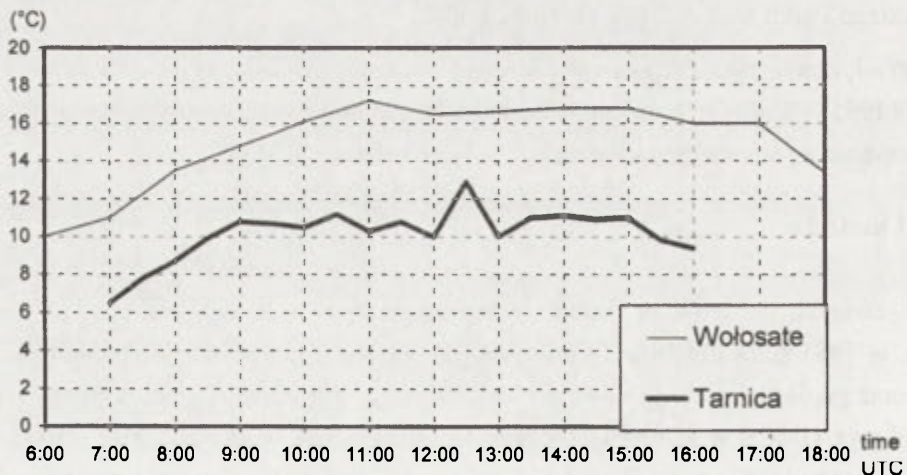
Szeroki Wierch oraz Ustrzyki Górne – Połonina Caryńska. Z powodu znacznego zróżnicowania przestrzennego grubości pokrywy śnieżnej, w jednym profilu wykonywano kilkaset pomiarów dziennie, w odległości 10 podwójnych kroków obserwatora oraz w punktach charakterystycznych:

- w miejscach zmiany nachylenia terenu (aby rozkład obliczanych wysokości n.p.m. był równomierny oraz ze względu na zmianę długości kroku przy różnych nachyleniach terenu),
- w miejscach, w których z innych powodów (zmiana rodzaju pokrycia terenu, zmiana ekspozycji, zmiana gatunku śniegu, duża zmiana grubości pokrywy śnieżnej, występowanie przeszkód terenowych) następowała zmiana długości kroku (Jaremek 1999).

Wyniki i dyskusja

Wyniki badań prowadzonych zarówno na Połoninie Wetlińskiej, jak i na Tarnicy, zgodnie potwierdziły podstawowe cechy klimatu gór. Na najwyższych bieszczadzkich grzbietach notowano temperaturę powietrza niższą o kilka stopni niż w dolinach. Natomiast prędkość wiatru na grzbietach cechowała się zdecydowanie większymi wartościami niż w obniżeniach terenu.

Na rycinie 1 przedstawiono przebieg temperatury powietrza na szczycie Tarnicy i w Wołosatem w dniu 11 lipca 1998 r. W tym dniu, podobnie jak w pozostałych dniach, w których prowadzono takie pomiary, temperatura powietrza była na szczycie Tarnicy o 4-7°C niższa w porównaniu z temperaturą w Wołosatem, położonym w dolinie. Różnica wysokości między Tarnicą a Wołosatem wynosi około 600 m (przy odległości 3 km).



Ryc. 1. Przebieg temperatury powietrza w Wołosatem i na Tarnicy w dniu 11 lipca 1998 r.
Air temperature at Wołosate and on Mt. Tarnica on 11th July 1998

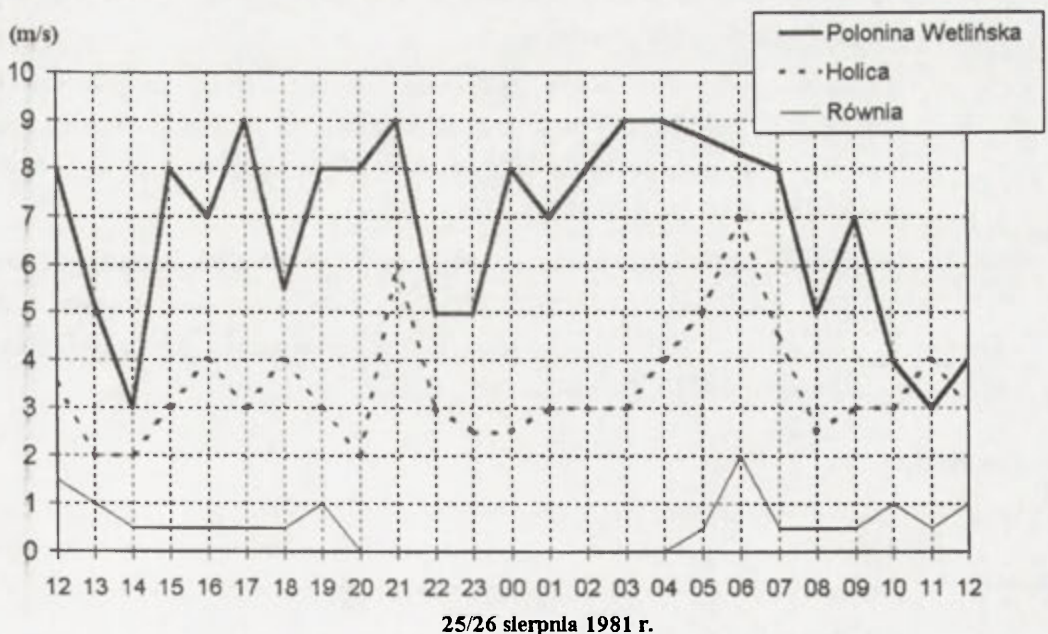
W czasie pomiarów na szczycie Tarnicy stwierdzono wystąpienie przygruntowego przymrozku na przełomie pierwszej i drugiej dekady lipca (Nowosad 1998b). Świadczy to, że w pełni sezonu wegetacyjnego, przy powierzchni gruntu, w najwyższej części Bieszczadów może występować ujemna temperatura powietrza.

Na podstawie zebranych informacji obliczono temperaturę efektywną NTE (Nowosad 1984, 2000), która jest jednym z kompleksowych wskaźników bioklimatycznych, stosowanym do oceny odczuć cieplnych organizmu człowieka. Uwzględnia on łączny wpływ na człowieka temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Z wcześniejszych badań wynika, że w Karpatach organizm człowieka jest bardziej narażony na wzmożone działanie bodźców termicznych w godzinach przedpołudniowych niż w popołudniowych (Limanówka 1992).

Różnice pomiędzy temperaturą efektywną na Połoninie Wetlińskiej i w Równi wynosiły po kilkanaście stopni. Zawsze niższe jej wartości, świadczące o możliwości intensywnego ochładzania ciała człowieka, notowano na Połoninie Wetlińskiej (Nowosad 1984), reprezentującej odsłonięty grzbiet w górnej części Bieszczadów. Najniższa wartość NTE w czasie pomiarów prowadzonych w sierpniu 1981 r. wyniosła $-11,0^{\circ}$ (temperatura powietrza $5,4^{\circ}\text{C}$, wilgotność względna 100%, prędkość wiatru 8 m/s). Tak niską wartość NTE zanotowano też 11 lipca 1998 r. o godzinie 7⁰⁰ na Tarnicy (temperatura powietrza $6,5^{\circ}\text{C}$, wilgotność względna 82%, prędkość wiatru 18 m/s). Przedstawione przykłady ukazują wpływ temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru na odczuwalność ciepłą człowieka (przebywającego w cieniu) w pełni sezonu turystycznego w szczytowych partiach Bieszczadzkiego Parku Narodowego.

Analizą zróżnicowania topoklimatycznego objęła też stosunki anemometryczne (Nowosad 1983a). Przebiegi prędkości wiatru, na przykładzie doby 25/26 sierpnia 1981 r., przedstawiono na rycinie 2. Pomiary wykonywane były:

- na grzbiecie Połoniny Wetlińskiej na wysokości 1228 m n.p.m. (w sąsiedztwie schronu turystycznego),
- na szczycie Holica (762 m n.p.m.) na wysokości około 6 m nad gruntem, powyżej koron drzew młodego lasu mieszanego,
- w ogródku meteorologicznym Stacji UMCS w Równi (510 m n.p.m.), zlokalizowanym w parku podworskim w otoczeniu wysokich drzew.



Ryc. 2. Przykład zróżnicowania prędkości wiatru w Bieszczadach
An example of the differentiation of wind velocity in the Bieszczady Mountains

Prędkość wiatru była większa na Połoninie Wetlińskiej niż na niższym o około 450 m, leżącym kilkadziesiąt kilometrów ku północy, grzbiecie pasma Żuków (szczyt Holica). Przyczyną tej różnicy jest wysokość nad poziomem morza.

Bieszczady, za względu na stosunkowo znaczne wysokości terenu, zarówno bezwzględne, jak i względne, stanowią obszar atrakcyjny pod kątem uprawiania sportów zimowych. Istotne są więc informacje o zaleganiu pokrywy śnieżnej. Informacje takie przydatne są też, m.in., w badaniach zachowań niektórych ssaków (Kanzaki i in. 1998).

Informacji o znacznym zróżnicowaniu grubości pokrywy śnieżnej w Bieszczadach dostarczyły już pierwsze, przeprowadzone w styczniu 1977 r., pomiary. Wtedy, w miejscu dawnego posterunku PIHM w Ustrzykach Górnych, wysokość pokrywy śnieżnej wynosiła kilkanaście centymetrów, na polanie, na zboczu Szerokiego Wierchu – 75 cm, a w lesie, poniżej połoniny Wielkiej Rawki – 92 cm (Nowosad 1992).

Badania grubości pokrywy śnieżnej w Bieszczadach wykazały m.in., że:

- wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnej terenu występuje wzrost grubości pokrywy śnieżnej. Dłuższy staje się też czas zalegania tej pokrywy;
- na polanach notuje się zazwyczaj większą wysokość pokrywy śnieżnej niż w lesie (przy podobnej wysokości terenu i ekspozycji terenu);
- na północnych, zalesionych zboczach pasm górskich, kilkadziesiąt metrów poniżej grzbietów, występuje maksymalna grubość pokrywy śnieżnej;
- północne obszary lasu mają większą grubość pokrywy śnieżnej niż tereny bezleśne lub obszary wewnątrz lasu;
- znaczne zróżnicowanie zalegania pokrywy śnieżnej na terenach odsłoniętych (w Bieszczadzkim Parku Narodowym są to połoniny położone powyżej piętra lasu) wynika z przewiewania śniegu przez wiatr. Na połoninach zalega zazwyczaj mniej śniegu niż w sąsiadujących z nimi lasach;
- miejscami predysponowanymi do długiego zalegania śniegu są północne zbocza połonin i sąsiadująca z nimi górna część lasu. Rokrocznie, na przełomie kwietnia i maja, występują tam płyty śniegu. Zauważa się szczególnie długie zaleganie śniegu na północnych zboczach Wielkiej Rawki (Nowosad 1994).

Niektóre przypadki zróżnicowania zalegania pokrywy śnieżnej są trudne do uzasadnienia przy braku gęstej sieci stacji meteorologicznych np. występowanie wyraźnie większej grubości pokrywy śnieżnej na południe od Wetliny (pasmo graniczne) w porównaniu z północnymi zboczami Połoniny Wetlińskiej w kwietniu 1979 r. (Nowosad 1992, s.15).

Wnioski

- Badania topoklimatyczne dostarczyły przykładów zróżnicowania m.in. temperatury powietrza, prędkości wiatru i wysokości pokrywy śnieżnej w zależności od wysokości nad poziomem morza oraz formy i pokrycia terenu.
- Stwierdzono występowanie przygruntowych przymrozków w najwyższej części Bieszczadów w pełni sezonu wegetacyjnego.

- Na odsłoniętych grzbietach w Bieszczadzkim Parku Narodowym w pełni letniego sezonu turystycznego mogą występować warunki sprzyjające intensywnemu ochładzaniu ciała człowieka (w czasie prowadzonych pomiarów temperatura efektywna sięgała nawet $-11,0^{\circ}$).
- Zróżnicowane wysokości terenu, rodzaj pokrycia terenu i ekspozycja mają znaczny wpływ na czas zalegania pokrywy śnieżnej oraz na jej grubość.

Literatura

- Jaremek P., 1999, *Wysokość pokrywy śnieżnej w Bieszczadach w sezonie zimowym 1997/98*. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii UMCS, pod kierunkiem prof. dra hab. B. M. Kaszewskeigo i dra M. Nowosada, Lublin.
- Kanzaki N., Perzanowski K., Nowosad M., 1998, *Factors affecting wild boar (Sus scrofa) population dynamics in Bieszczady, Poland*. [w:] 23 IUGB (International Union of Game Biologists) Congress, Lyon, Gibier Faune Sauvage, Game Wildl. Vol. 15 (Hors serie Tome 3), 1171-1178.
- Limanówka D., 1992, *Dobowa zmienność normalnej temperatury efektywnej w profilu wysokościowym Karpat*. Folia geogr., ser. Geogr.-physica, vol. XXIII; 97-110.
- Niedźwiedz T. (red.), 1983, *Klimat województwa krośnieńskiego*, maszynopis IMGW, Kraków.
- Michna E., Paczos S., 1972, *Zarys klimatu Bieszczadów Zachodnich*, Lubelskie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum, Wrocław – Warszawa – Kraków.
- Nowosad M., 1983a, *Przykład zróżnicowania prędkości wiatru na Połoninie Wetlińskiej, na Holicy i w Równi*. Prace SKNG, UMCS Lublin, (tom II); 43-50.
- Nowosad M., 1983b, *Badania klimatu lokalnego w Bieszczadach w sierpniu 1981 r.* Prace SKNG, UMCS Lublin, (tom II); 51-60.
- Nowosad M., 1984, *Temperatura efektywna w Bieszczadach w sierpniu 1981 r.* Prace SKNG, UMCS Lublin, (tom III); 17-29.
- Nowosad M., 1992, *Terenowe badania pokrywy śnieżnej w okolicy Ustrzyk Dolnych i Ustrzyk Górnych*. Prace SKNG, UMCS Lublin, (tom VIII); 12-23.
- Nowosad M., 1994, *Zarys charakterystyki pokrywy śnieżnej w Bieszczadach*. Annales UMCS, sec. B, vol. XLIX; 197-215.
- Nowosad M., 1995, *Zarys klimatu Bieszczadzkiego Parku Narodowego i jego otuliny świetle dotychczasowych badań*. Roczniki Bieszczadzkie, t. 4, Ustrzyki Dolne (1996); 163-183.
- Nowosad M., 1998a, *Z historii badań klimatu Bieszczadzkiego Parku Narodowego*. Roczniki Bieszczadzkie t. 7, Ustrzyki Dolne (1999); 147-157.
- Nowosad M., 1998b, *Pomiary topoklimatyczne na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego w lipcu 1998 roku*. Roczniki Bieszczadzkie, t. 7, Ustrzyki Dolne (1999); 429-430.
- Nowosad M., 1999, *Przykład zróżnicowania temperatury powietrza w dolinie Wołosatki (Bieszczady) w wybranych dniach lipca 1998 r.* Klimat pola uprawnego, Wyd. Naukowe FRNA, 1, 37-38.
- Nowosad M., 2000, *Z badań nad zróżnicowaniem klimatycznym Bieszczadów*. Acta Agrophysica, 34, 125-135, Lublin.
- Winnicki T. 1992, *Projekt powiększenia Bieszczadzkiego Parku Narodowego i jego uzasadnienie*. Roczniki Bieszczadzkie t. 1, Ustrzyki Dolne (1993).

TOPOCLIMATIC INVESTIGATIONS CARRIED OUT IN THE BIESZCZADY NATIONAL PARK

Summary

The climatic conditions of the Bieszczady Mountains are not well known to this day. This is due to the lack of meteorological stations and posts on mountain ridges and in the upper parts of the slopes. An outline of the climate of the area was the topic of studies by, among others, Michna and Paczos (1972) and Nowosad (1995). The knowledge of the climatic variety of the Bieszczady can be useful also from the point of view of the protection of particular components of the environment in the Bieszczady National Park.

Topoclimatic investigations in the 1980s (e.g. on top of Połonina Wetlińska) were carried out with the support of the UMCS Scientific Station at Równia. On selected days of July 1998, topoclimatic measurements were done in Wołosate and on Mt. Tarnica (Nowosad 1999).

Thermometer shelters were installed at Równia and Wołosate, equipped with thermometers and thermohygrographs. At field locations measurements were done with Assmann psychrometers placed at different levels above the ground. The speed and direction of wind were also measured at that time, and the occurring phenomena as well as the degree and type of cloudiness were observed. Effective (NTE) temperature was also calculated.

The analysis of the measurement results carried out both on Połonina Wetlińska and Mt. Tarnica confirms the basic features of a mountain climate. On the highest Bieszczady ridges air temperature is a few degrees lower than in valleys, and wind speed is decidedly greater. Figure 1 shows the course of air temperature on Mt. Tarnica and in Wołosate on 11th July 1998. On that day, as well as during the remaining days when such measurements were conducted, the air temperature on Mt. Tarnica was a few degrees lower compared to Wołosate, situated at the bottom of a valley. The altitude difference is about 600 m (while the distance is 3 km).

The measurements conducted in 1998 revealed that between the first and the second decade of July, i.e. at the height of the vegetation season, in the highest part of Bieszczady the ground frosts occur (Nowosad 1999).

During the measurements carried out on selected days in summer 1981 the lowest NTE value occurred on 26th of August at night on top of Połonina Wetlińska (Nowosad 1984). Effective temperature at that time was minus 11,0° (air temperature 5,4°C, relative humidity 100%, wind speed 8m/s). A similarly low NTE value was also noted on 11th July 1998 at 7.00 on the highest peak of the Polish part of the Bieszczady, Mt. Tarnica (air temperature 6,5°C, relative humidity 82%, wind speed 18 m/s). The same NTE temperature is obtained at the wind speed of 0,3 m/s and air temperature minus 12°C (relative humidity also 82%). The quoted examples show that even in the middle of the summer tourist season, combined influence of temperature and humidity, as well as wind speed, could create conditions for an intensive cooling of the human body (in shadow conditions) in the top parts of the Bieszczady National Park.

Topoclimatic investigations provide examples of the differentiation of the values of particular meteorological elements depending on the altitude above sea level as well as the form and covering of the terrain. What should be stressed is the possibility of the occurrence of ground frosts in the highest part of the Bieszczady at the height of the vegetation season.

WPLYW ZMIAN UŻYTKOWANIA ZIEMI W DOLINIE RABY NA WARUNKI TERMICZNE ZBIOROWISKA LEŚNEGO *TILIO-CARPINETUM*

Barbara Obrębska-Starkłowa

Abstract: The paper presents spatial and temporal differentiation of thermal conditions in the Raba River valley (Carpathian Foothills), due to the construction of the Dobczyce water reservoir. In the multi-annual course, the values of temperature are synthetic indices of combined influence of both mesoscale climatic factors and changes of the land use. Mean and extreme annual air temperatures together with mean extreme seasonal air temperatures turned out to be highly dependent on the meso- and topoclimate sensitivity to the income of solar radiation, atmospheric circulation and environmental anthropopression. The multi-annual course of those climate characteristics in the period 1971-1996 allowed identify the "signal" of the changes or the climate variability in the examined topoclimates' structure.

Key words: topoclimate, ecoclimate of oak-hornbeam forest, climate change and changeability, water reservoir.

Wstęp

Analiza i ocena skutków zmian klimatu, zarówno w skali globalnej, jak i lokalnej jest trudnym zadaniem. Natężenie globalnych zmian klimatu ocenia się na podstawie modeli ogólnej cyrkulacji atmosfery przy założeniu podwojenia koncentracji CO₂. Ilustruje się je za pomocą wzrostu średniej rocznej temperatury powietrza i wielkości odchylenia średnich rocznych sum opadów od średniej wartości normalnej opadu na danej szerokości i długości geograficznej. W skali regionalnej ważniejsza staje się rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu wartości wymienionych elementów klimatu w zależności od takich czynników środowiska jak: systemy orograficzne, czy główne formacje ekologiczne (np. biomy). W skali lokalnej rozważa się z kolei oddziaływanie form użytkowania ziemi na strukturę topoklimatów, bierze się pod uwagę m. in. stosunki ekoklimatyczne.

W kształtowaniu stosunków klimatycznych wnętrza LASU dużą rolę odgrywa zarówno dostawa ciepła, zasoby wilgoci i ruch powietrza, jak i typ rzeźby, ekspozycja i nachylenie stoków tudzież szeroko pojmowany wpływ podłoża (w którym mieści się także zróżnicowanie szaty roślinnej).

A. Henderson-Sellers i P. J. Robinson (1996) podkreślają, że modyfikacje topoklimatu bywają często zamierzone przez człowieka. Takie modyfikacje występujące w wielu miejscach mogą nawet kształtować właściwości klimatu regionalnego. W skali lokalnej wpływ człowieka na klimat przygruntowej warstwy powietrza jest najbardziej widoczny, gdyż jest on następstwem przekształcania właściwości fizycznych podłoża atmosfery (Paszyński i in. 1999).

Różnoskalowe opracowania zmian klimatu łączy to, że za przewodnie ich kryteria uznaje się temperaturę powietrza i zapotrzebowanie na wodę w postaci opadów. W skali globalnej i regionalnej są to wartości średnie roczne obliczone na podstawie możliwie najdłuższych serii pomiarowych. W celu udokumentowania przekształceń klimatu w skali lokalnej należy szukać bardziej wrażliwych wskaźników, a więc: średnich wartości ekstremalnych temperatury, czy wielkości charakteryzujących zasoby i warunki wilgoci w środowisku. W przypadku ekoklimatu ważne jest uwzględnienie sezonowego rozwoju roślin. Oprócz tendencji w wieloletnim przebiegu średnich temperatur

ekstremalnych lub średnich amplitud temperatury dla pór roku i roku, bierze się pod uwagę także fazy ulistnienia koron drzew i okresy bez liści.

Badanie tendencji zmian klimatu jest możliwe dzięki fluktuacjom termicznym podobnego znaku na dużych obszarach kontynentów. Wahania i zmiany klimatu są spowodowane głównie nakładaniem się naturalnych cykli temperatury kształtowanych przez czynniki astronomiczne i geologiczne, ale także antropogeniczne.

Cel i obiekt badań

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie zróżnicowania przestrzennego i zmienności czasowej stosunków termicznych doliny pogórskiej i ich przekształcania głównie pod wpływem antropopresji. W roku 1987 zakończono budowę zbiornika wodnego na Rabie koło Dobczyc. W opracowaniu przedstawione zostały wyniki badań na tym terenie w dwóch okresach tj. przed powstaniem zbiornika (lata 1971–1987) i po jego zbudowaniu (1988–1996). Najważniejsza w opracowaniu była analiza różnic przestrzennych w strukturze topoklimatów w sąsiedztwie zbiornika wodnego oraz porównanie ekoklimatu grądu pogórskiego *Tilio-Carpinetum* z warunkami klimatycznymi otwartej przestrzeni na stoku doliny. Zbiorowisko *Tilio-Carpinetum* zasługuje na specjalną uwagę, gdyż jest ono typowe dla regionu Pogórza Karpackiego, osiągnęło stan klimaksu i w dodatku jest reprezentowane przez gatunki liściaste (buk, lipa, grab), dla których przy nasilającym się globalnym ociepleniu upatruje się specjalnych preferencji rozwojowych.

Zbiornik dobczycki ma pojemność 99,2 mln m³ przy normalnym poziomie piętrzenia, średnią powierzchnię zalewu 950 ha i średni poziom piętrzenia 270 m n.p.m. Jego powstanie spowodowało wyłączenie z użytkowania ziemi 1040 ha, przy czym w 19% dotyczyło powierzchni leśnych, w 76% – gruntów ornych i w 5% łąk i pastwisk.

Badania zmian klimatu wywołanych w Gaiku przez człowieka prowadzono w dwóch etapach. W latach 1992–1995 w ramach projektu badawczego KBN nr 6 6110 92 03 oceniono zróżnicowanie topoklimatyczne w dolinie pogórskiej, w związku z działaniem naturalnych czynników klimatotwórczych, takich jak: rzeźba terenu, gleby, szata roślinna i stosunki wodne (Obrębska-Starkłowa 1995). Zmiany w strukturze topoklimatów na otwartej przestrzeni powstałe pod wpływem przekształcania przez zbiornik wodny cech dobowego i rocznego przebiegu temperatury powietrza, uznano za przejaw antropopresji.

W latach 1997–2000 uwagę skupiono na przekształcaniu ekoklimatu grądu pogórskiego w zależności od tendencji, jakie wykazywały stosunki termiczne w przebiegu wieloletnim (1971–1996) pod wpływem cyrkulacji atmosferycznej i stosunków solarnych w skali regionalnej oraz transformacji modelu użytkowania ziemi (projekt badawczy KBN nr 6P04G 01513 pt.: *Zmiany topoklimatyczne i geoekologiczne na Pogórzu Wielickim w otoczeniu dobczyckiego zbiornika wodnego*). Skutki antropopresji oceniono także w odniesieniu do stosunków hydrologicznych, glebowych i fitosocjologicznych w latach 1971–1997.

R. Soja (2000) wykazał, że typowy dla tej części Beskidów i ich przedpola reżim hydrologiczny doliny Raby, który do czasu budowy zbiornika charakteryzowały dwie kulminacje: wiosenna (roztopowa) i słabsza letnia (wywołana opadami rozlewnymi) został zastąpiony przez inny reżim. Obecnie w okresie od listopada do kwietnia–maja następuje wypełnienie zbiornika wodą

z zimowych opadów i wiosennych roztopów (kulminacja stanów wód w kwietniu–maju), a w lipcu pojawia się wezbranie drugorzędne, które wykazuje skłonność do łączenia się z wysokimi stanami w okresie jesiennym.

Zespół gleboznawców (Skiba i in. 2000) stwierdził stabilizację wód gruntowych w otoczeniu zbiornika dobczyckiego, zaś w badaniach fitosocjologicznych zwrócono uwagę (Trzczińska-Tacik, Stachurska-Swakoń 2000), że zbiorowiska leśne prawie nie uległy zmianom, natomiast transformacja najbardziej dotknęła zbiorowiska seminaturalne i antropogeniczne. Przekształcenia szaty roślinnej miały charakter mechaniczny, a określone zmiany temperatury i wilgotności powietrza w skali lokalnej nie wykraczały poza zakres tolerancji podstawowych gatunków drzew (Obrębska-Starkel 2000 a).

Sieć stanowisk topoklimatycznych

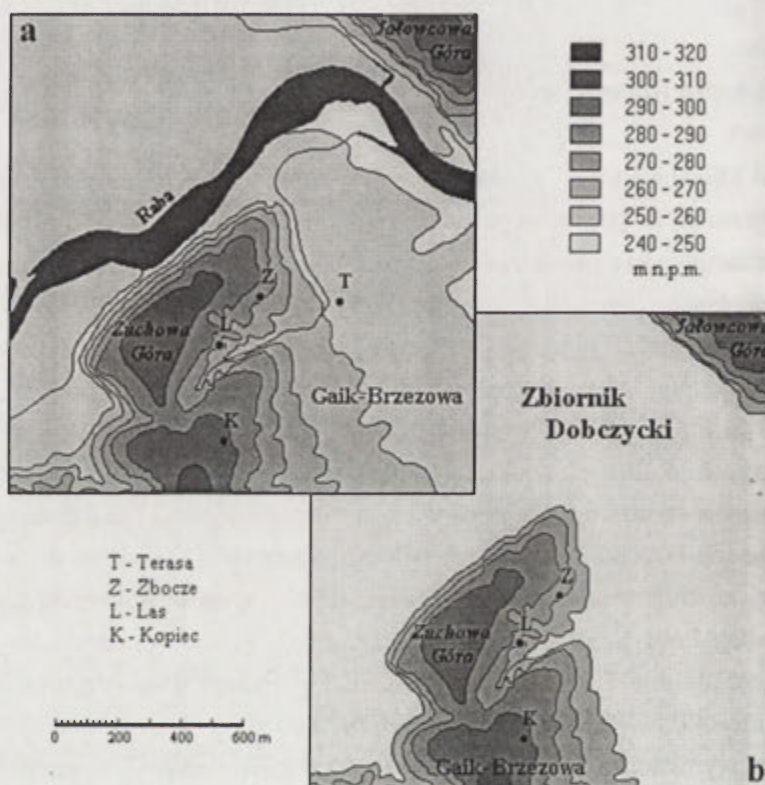
Badania klimatyczne w Gaiku-Brzezowej rozpoczęto w połowie lat 60. XX stulecia w przekroju poprzecznym pogórskiego odcinka doliny Raby (ryc. 1). W niniejszym opracowaniu tendencje zmian temperatury powietrza w latach 1971–1996 na tym terenie zostały przeanalizowane w dwóch podokresach pomiarów termograficznych: 1971–1987 i 1988–1996. Pierwsza seria pomiarowa, reprezentująca stosunki termiczne powietrza na obszarze użytkowanym rolniczo w warunkach rzeźby pogórskiej Karpat obejmowała stację podstawową TERASA (259 m n.p.m.) i ZBOCZE (283 m n.p.m.). Dane z tych stanowisk przedstawione w monografii stosunków mezo- i mikroklimatycznych doliny pogórskiej (Niedźwiedz 1973) były uzupełnione o dwuletnie serie podobnych pomiarów na stoku Góry Zuchowej, na różnej wysokości nad dnem doliny Raby oraz na sąsiednich grzbietach Pogórza Wielickiego. Na tej podstawie T. Niedźwiedz w 1973 r. przedstawił zasadnicze cechy zróżnicowania stosunków termicznych i wilgotnościowych powietrza w przekroju poprzecznym doliny Raby na podstawie serii z lat 1967–1968. W silnie inwersyjnej, ze względu na stosunki termiczne dolinie Raby, stacja ZBOCZE (34 m nad dnem doliny) w latach 1971–1987 reprezentowała mezoklimat ciepłej strefy na zboczu, a wyniki pomiarów wykonywanych na niej były porównywane z wynikami stacji podstawowej TERASA, leżącej w strefie zastoiska zimnego powietrza.

W roku 1987 nastąpiła w Gaiku-Brzezowej reorganizacja sieci stanowisk topoklimatycznych. Ponad zwierciadłem wody zbiornika dobczyckiego znalazły się stacja ZBOCZE (283 m n.p.m.) i działająca równolegle z nią od samego początku badań – stacja LAS w grądzie pogórskim *Tilio-Carpinetum* (285 m n.p.m.) oraz założona na początku lat 80., na spłaszczeniu wierzchowinowym, stacja KOPIEC (302 m n.p.m.), od 1988 r. funkcjonująca jako nowa stacja podstawowa. Stacje ZBOCZE i LAS znalazły się odpowiednio na wysokości 13 i 15 m nad zwierciadłem wody zbiornika (ryc. 1).

Badania zmian topoklimatu w zależności od rzeźby i pod wpływem zbiornika wodnego zostały przedstawione dla powierzchni otwartych w studium B. Obrębskiej-Starkłowej (1995) pt.: *Differentiation of topoclimatic conditions in a Carpathian Foreland valley based on multiannual observations*. Przy określaniu wpływu zbiornika wodnego na zmiany topoklimatu w latach 1988–1996 jako punkt odniesienia dla stacji ZBOCZE, brano pod uwagę stację KOPIEC.

W latach 1997–2000 została opracowana monografia pt.: *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir* (Obrębska-Starkel,

red., 2000 b). W części klimatologicznej jest ona poświęcona zmianom ekoklimatu zbiorowiska *Tilio-Carpinetum*, pod wpływem zarówno globalnego ocieplenia klimatu, jak i wybudowanego zbiornika wodnego. Na podstawie wieloletniego przebiegu średnich temperatur ekstremalnych na stanowiskach LAS i ZBOCZE wykazano wyraźną ich tendencję wzrostową, zwłaszcza od 1988 r., zgodną z tendencją ocieplenia w skali regionalnej. Także lokalne zmiany użytkowania ziemi przyczyniły się do wzrostu temperatury powietrza w dolinie Raby i okazały się widoczne przede wszystkim w przebiegu wieloletnim rocznych i sezonowych wartości temperatur ekstremalnych na stacjach ZBOCZE i LAS.



Ryc. 1. Mapa z rozmieszczeniem stanowisk obserwacji w Gaiku Brzezowej: a) w latach 1971–1984, b) w latach 1988-1996 (opracowanie – Paweł Jezioro)

Localization of the measurement stations in the Raba river valley in Gaik-Brzezowa: a) in the periods 1971-1987 b) 1988-1996. (elaborated – Paweł Jezioro)

Pomiary temperatury powietrza w Gaiku-Brzezowej prowadzono na wysokości 2 m n.p.g. Pomiary w grudzie nie uwzględniały występującej w nim pionowej stratyfikacji temperatury oraz sezonowych zmian położenia podstawowej i wtórnej powierzchni czynnej (powierzchnia koron drzew i dno lasu). Jest to pewnego rodzaju uproszczenie akceptowane w literaturze przedmiotu, a oparte na wynikach badań klimatu lasu mieszanego w strefie umiarkowanej.

W ocenie zmian i zmienności klimatu lasu brano pod uwagę przejawy zarówno transformacji w skali regionalnej, związane z wpływem cyrkulacji atmosferycznej i czynników solarnych klimatu, jak i w skali lokalnej, ilustrowane przez zmienność sezonową temperatury powietrza. Dyskutowano również rolę aspektów fenologicznych drzewostanu, związanych z jego ulistnieniem, których wpływ

zaznaczał się również w przebiegu dobowym, rocznym i wieloletnim temperatury powietrza na stanowiskach ZBOCZE i LAS.

Wyniki

Opis przekształcania stosunków klimatycznych w dolinie Raby powinien obejmować zmiany w zasięgu regionalnym, stanowiące szersze ramy dla procesu obiegu energii i materii, a także zmiany użytkowania ziemi, ujawniające się w skali lokalnej w postaci zmian właściwości fizycznych podłoża.

Czynniki kształtujące zmienność reżimu termicznego powietrza w skali regionalnej

Według Z. Oleckiego (2000) w okresie 1971–1997 warunki solarne odznaczały się wyraźną zmiennością z roku na rok. Porównanie niektórych charakterystyk dopływu promieniowania w Gaiku-Brzezowej z odpowiednimi danymi z Krakowa pozwoliło stwierdzić, że w dekadzie 1971–1980, w rejonie zbiornika dobczyckiego panowały mało korzystne warunki usłonecznienia, wykazujące skrajnie niską wartość w roku 1980. Roczna suma usłonecznienia spadła wówczas poniżej 24% usłonecznienia możliwego, a spadek ten dotyczył wszystkich pór roku.

Lata 1971–1997 wyróżniały duże wahania natężenia promieniowania bezpośredniego słońca. W Gaiku-Brzezowej udział promieniowania bezpośredniego w całkowitym wahał się od około 30–50% w miesiącach zimowych do 20–25% latem. Dopływ promieniowania całkowitego wiosną był o około 35% większy niż w jesieni. Zwraca to uwagę na nasilającą się rolę czynników lokalnych w kształtowaniu temperatury powietrza jesienią w otoczeniu zbiornika wodnego, zwłaszcza przy mniejszym zachmurzeniu w tej porze roku.

Przestrzenne zróżnicowanie stosunków termicznych powietrza zależy od ilości pochłoniętego promieniowania słonecznego. Według Z. Oleckiego (2000) promieniowanie pochłonięte w Gaiku-Brzezowej w latach 1971–1997 przy małym albedo w półroczu letnim sięgała 75% sumy promieniowania całkowitego, zaś w zimie – przy wysokim albedo – stanowiła średnio 50–60% sumy tego promieniowania. W warunkach rzeczywistego zachmurzenia średnia suma promieniowania pochłoniętego przez powierzchnię podłoża w lecie bywała o 40%, a zimą – nawet o 50% mniejsza od sumy przy niebie bezchmurnym. Zatem dla kształtowania stosunków termicznych istotne znaczenie ma więc zarówno rodzaj powierzchni czynnej, jak i częstość dni pogodnych i pochmurnych. W Gaiku-Brzezowej rok 1987 stanowił granicę między fluktuacjami chłodną (1971–1987) i ciepłą (1988–1996). Przy wyróżnianiu tych fluktuacji poszukiwano pewnych niestałości w wieloletnim przebiegu elementów klimatu. W tym przypadku oparto się na nieregularności zmian w przebiegu temperatury powietrza w wybranym okresie zmienności, dla którego można było określić jedno maksimum i jedno minimum (por. Trepińska 2000, za Kożuchowskim). Granica czasowa między opisanymi fluktuacjami termicznymi w niewielkim stopniu zależała od zmian warunków solarnych w latach 80. i 90. Tak, na przykład – jesienią zbiegła się ona ze wzrostem zarówno liczby dni pogodnych o 6,6%, jak i dni pochmurnych o 13%, w porównaniu z okresem 1971–1987 (Obrębska-Starkłowa 1995).

Tak więc, wedle wyników badań Z. Oleckiego (2000) w Gaiku-Brzezowej w końcu XX. stulecia – poza krótkotrwałymi i nieregularnymi zmianami warunków radiacyjnych na Pogórzu Karpackim – pojawiły się przesłanki wskazujące na występowanie ich zmian o charakterze lokalnym.

Mianowicie, w pierwszej połowie lat 90. nastąpił spadek przezroczystości atmosfery pod wpływem przekształcania się warunków wilgotności powietrza w sąsiedztwie zbiornika wodnego.

Drugim, liczącym się, czynnikiem kształtującym topoklimat jest cyrkulacja atmosferyczna. Spełnia ona rolę czynnika zewnętrznego, związanego z "tłem" makroklimatycznym i wpływa na zróżnicowanie stosunków termicznych powietrza w przebiegu rocznym w poszczególnych sezonach.

Skutki działania cyrkulacji podlegają dalszej modyfikacji pod wpływem komponentów lokalnego środowiska geograficznego. Zmiany temperatury powietrza następują wskutek zmian warunków pogodowych oraz czynników środowiska. Anomalie temperatury określa się w okresach wieloletnich jako różnice między średnią temperaturą dobową lub średnią temperaturą pór roku dla danego typu sytuacji synoptycznej, a odpowiednimi charakterystykami temperatury z wszystkich dni, abstrahując od typu sytuacji synoptycznej.

W okresie obserwacji 1971–1996 dominowały układy antycyklonalne. Ocieplenie w latach 1988–1996 było spowodowane wzrostem częstości występowania układów wyżowych (Obreńska-Starkel 2000 a). Po roku 1988 liczba układów wyżowych była o 20% większa w porównaniu z latami 1976–1980, zimą zaś pojawiały się one nieomal dwukrotnie częściej niż układy o charakterze niżowym. Najmniejsze zmiany w częstości pojawiania się układów barycznych po roku 1988 w stosunku do wielolecia 1971–1996 dotyczyły lata i jesieni. Miało to istotne znaczenie w charakterystyce zmian temperatury powietrza, wywołanych wpływem rzeźby i zbiornika wodnego.

W opisywanych latach w świetle typologii mezoklimatycznej sytuacji synoptycznych T. Niedźwiedzia (1981, 1988, 1997) w półroczu zimowo-wiosennym spadła częstość typów $N + NE_C$, wzrosła – $W + NW_C$. W półroczu letnio-jesiennym wyraźnie dominował typ $C_A + K_A$, notowano ponadto większy udział $W + NW_C$, zaś mniejszy $N + NE_C$ i $E + SE_C$.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza przedstawiono na przykładzie częstości pojawiania się określonych sytuacji synoptycznych. Przyjęto, że zmiana rodzaju powierzchni czynnej transformuje przebieg dobowy i roczny temperatury np. porę występowania ekstremów termicznych, wielkość amplitudy dobowej, okres wzrostu i spadku temperatury w czasie doby itp. (Obreńska-Starkłowa 1995).

Cechy dobowego przebiegu średnich godzinnych wartości temperatury powietrza w standardowych porach roku i określonych typach sytuacji synoptycznej uznano za podstawę identyfikacji symptomów zmian wywołanych wybudowaniem zbiornika wodnego. Obliczono więc odchylenia poszczególnych średnich godzinnych wartości temperatury przy danym typie sytuacji synoptycznej w stosunku do wartości średnich godzinnych z wszystkich dni. Intensywność i charakter zmian termicznych zostały przedstawione w tabeli 1 za pomocą umownych symboli.

Tak więc oddziaływanie typu $N + NE_C$ mimo ograniczonej jego częstości w okresie zimowo-wiosennym wiązało się z dominacją ujemnych odchylen termicznych o wyższych wartościach w dzień aniżeli w nocy. Po wybudowaniu zbiornika odchylenia wartości godzinnych cechowała większa zmienność w ciągu całej doby. Jesienią przy tym samym typie sytuacji synoptycznej $N + NE_C$ w przebiegu dobowym wzrosła zmienność odchylen temperatury powietrza. Ponadto w lecie typ $N + NE_C$, pierwotnie o anomalnych odchyleniach wyłącznie w nocy, wykazał tendencję do pojawiania się stałych odchylen ujemnych w ciągu całej doby.

Tab. 1. Ocena wpływu typów sytuacji synoptycznych na przebieg dobowy temperatury powietrza przed i po wybudowaniu zbiornika wodnego (Obrębska-Starkłowa, 1995)

Evaluation of the impact of the types of synoptic situations on the daily course of air temperature before and after the building of water reservoir (Obrębska-Starkłowa, 1995)

Typy sytuacji synoptycznych Types of synop. situations	Tendencje zmian temperatury powietrza do 1987				Tendency of the air temperature changes od 1988			
	zima winter		wiosna spring		lato summer		jesień autumn	
	zima winter	wiosna spring	lato summer	jesień autumn	zima winter	wiosna spring	lato summer	jesień autumn
N+NEa								
N+NEc								
E+SEa								
E+SEc								
S+SWa								
S+SWc								
W+NWa								
W+NWc								
Ca+Ka								
Cc+Bc								

Symbole - Symbols:

	anomalia dodatnia w ciągu całej doby w danym sezonie	- positive anomaly during day- and night-time in a given season
	anomalia ujemna w ciągu całej doby w danym sezonie	- negative anomaly during day- and night-time in a given season
	stałe utrzymywanie się tendencji jednakowego znaku przed i po powstaniu zbiornika w dolinie Raby	- persistent tendency of the uniform sign before and after the building of water reservoir
	utrzymywanie się tendencji jednakowego znaku tylko w niektórych okresach	- appearance of the tendency of indicated sign in some periods only
	tendencja ujemna, potem dodatnia w przebiegu dobowym temperatury powietrza w danej porze roku	- negative and then positive tendency in the daily course of air temperature in a given season
	tendencja dodatnia, potem ujemna w przebiegu dobowym temperatury powietrza w danej porze roku	- positive and then negative tendency in the daily course of air temperature in a given season
	brak danych	- lack of data

Sytuacja W + NW_C odznaczała się wysoką częstością w latach 1971–1996 w okresie zimowo-wiosennym. Zimą przy tej sytuacji występowały – bez względu na charakter podłoża – odchylenia dodatnie temperatury w ciągu całej doby. Wiosną po roku 1987 tj. po powstaniu zbiornika, odchylenia ujemne zostały zastąpione przez różnokierunkowe odchylenia temperatury powietrza. Ta zmiana znaku odchylenia była również znacząca dla lata i jesieni z tym, że w ostatnim z wymienionych sezonów przy adwekcji z W i NW w ramach układów cyklonalnych zaczęły się kształtować ujemne anomalie termiczne.

Najbardziej stabilne okazały się warunki termiczne powietrza latem przy sytuacji C_A + K_A, gdy bez względu na charakter podłoża utrzymały się zmienne tendencje w przebiegu dobowym temperatury powietrza. Natomiast jesienią zostały “utrwalone” ujemne odchylenia wartości godzinnych temperatury powietrza od średniej w ciągu całej doby.

Prawidłowości zróżnicowania stosunków termicznych powietrza w dolinie Raby w zależności od form terenu

Przeciętne wartości charakterystyk klimatycznych w roku i w porach roku oraz wartości ekstremalne informujące o zmienności klimatycznej opisują możliwości bytowania i rozwoju zbiorowiska leśnego *Tilio-Carpinetum*. Ekstrema dotyczące podstawowych elementów klimatu są wyznacznikiem zmian występujących w wymianie energii i materii w LESIE i kształtują m.in. skład gatunkowy podstawowych roślin (Beniston, Innes 1998). Zróżnicowanie średnich rocznych i średnich sezonowych wartości temperatury powietrza oraz odpowiednich średnich ekstremów temperatury (tab. 2) zostało omówione poniżej w okresie poprzedzającym budowę dobczyckiego zbiornika wodnego w latach 1971–1984 i w okresie po jego powstaniu od 1988 r.

W tabeli 2 podano również wartości temperatury powietrza na stacjach bazowych TERASA i KOPIEC. Na ich podstawie można sformułować następujące prawidłowości zróżnicowania temperatury powietrza w pogórskim odcinku doliny Raby (Obrębska-Starkłowa, Grzyborowska, 2000 – w druku).

W latach 1971-1984 zanotowano następujące różnice temperatury powietrza dla form wklęsłych sprzyjających rozwojowi inwersyjnej stratyfikacji tego elementu:

- stacja TERASA była średnio w roku o 0,7 deg chłodniejsza od stacji ZBOCZE, a jesienią nawet różnica ta wynosiła przeciętnie 0,9 deg;
- w zimie opisana różnica stanowiła zaledwie 0,2 deg, co świadczyło z jednej strony o stagnacji chłodnego powietrza i natężeniu procesu ochładzania w dolinie w obrębie zbiornika chłodu, z drugiej zaś – przede wszystkim o aktywności jej przewietrzania;
- średnia temperatura powietrza latem i odpowiednie średnie ekstrema wykazywały najniższe odchylenia standardowe na wszystkich rozpatrywanych stacjach, zarówno na otwartej przestrzeni, jak i w grądzie;
- różnice średniej temperatury powietrza między ZBOCZEM a LASEM wynosiły w roku 0,5 deg, zimą 0,1 deg, zaś wiosną (0,3 deg) i jesienią (0,4 deg) były zbliżone;
- w lecie średnia temperatura we wnętrzu grądu była niższa przeciętnie o 0,8 deg niż na ZBOCZU;

- średnie maksimum temperatury powietrza w LESIE, w przebiegu rocznym i we wszystkich porach roku w porównaniu ze ZBOCZEM było wyższe o 0,2 – 0,3 deg, zaś w zimie wyższe nawet o 0,5 deg;
- średnie roczne maksimum temperatury powietrza we wnętrzu grądu było o 0,7 deg niższe niż na otwartym ZBOCZU doliny, w lecie – wskutek zacienienia stanowiska – różniło się od stacji ZBOCZE nawet o 1,5 deg, a jesienią o 0,7 deg;
- średnie wartości sezonowe i roczne temperatury minimalnej powietrza w punkcie TERASA były przeważnie o 1 deg wyższe niż na ZBOCZU, a jedynie latem różnica średniego minimum sięgała 0,8 deg;
- średnie minimum temperatury powietrza na ZBOCZU było przeciętnie o 0,1 – 0,3 deg wyższe niż w LESIE.

Tab. 2. Średnie i ekstremalne wartości temperatury powietrza (°C) w roku, standardowych porach roku oraz odchylenia standardowe (δ) w latach 1971–1984 i 1988-1996 (Obrębska-Starkłowa B., Grzyborowska A. 2000)

Yearly and seasonal mean and extreme values of air temperature (°C) and their standard deviations (δ) in the years 1971-1984 and 1988-1996 (Obrębska-Starkłowa B., Grzyborowska A. 2000)

Stacja Station	Pora roku Season	T _{średnia} T _{mean}	δ	T _{średnia maks.} T _{mean max.}	δ	T _{średnia min.} T _{mean min.}	δ
1971-1984							
TERASA	rok year	7,6	8,4	12,5	9,1	3,1	7,5
ZBOCZE		8,3	8,0	12,3	9,0	4,1	7,4
LAS		7,8	7,8	11,6	8,5	4,0	7,4
TERASA	zima-winter XII. 1970- II. 1984	-1,1	5,2	2,5	5,1	-4,9	6,3
ZBOCZE		-0,9	5,0	2,0	5,0	-3,9	5,6
LAS		-1,0	5,1	2,0	5,0	-4,1	5,8
TERASA	wiosna spring	7,6	5,6	12,8	6,8	2,4	5,0
ZBOCZE		8,2	5,6	12,6	6,8	3,5	5,0
LAS		7,9	5,6	12,4	6,6	3,2	5,2
TERASA	lato summer	16,2	3,6	21,8	4,4	10,9	2,8
ZBOCZE		16,8	3,2	21,5	4,3	11,7	2,9
LAS		16,0	3,0	20,0	4,0	11,8	2,8
TERASA	jesień autumn	7,8	7,6	12,7	7,0	3,9	5,2
ZBOCZE		8,7	5,8	12,5	6,9	4,9	5,2
LAS		8,3	5,6	11,8	6,3	4,8	5,3
1988-1996							
KOPIEC	rok year	8,6	8,2	12,7	9,2	4,6	7,5
ZBOCZE		9,0	8,2	13,2	9,3	4,8	7,5
LAS		8,6	8,0	12,1	8,6	4,7	7,5
KOPIEC	zima winter	-0,1	5,7	2,9	5,8	-3,2	6,0
ZBOCZE		0,0	5,8	3,1	5,9	-3,1	6,1
LAS		-0,1	5,6	2,7	5,8	-3,3	6,0
KOPIEC	wiosna spring	8,1	5,8	12,6	6,8	3,6	5,1
ZBOCZE		8,6	5,7	13,3	6,7	3,7	5,0
LAS		8,2	5,6	12,5	6,6	3,6	5,2
KOPIEC	lato summer	17,5	3,4	22,6	4,6	12,8	2,8
ZBOCZE		18,0	3,4	23,0	4,5	12,7	2,8
LAS		17,2	3,2	21,1	4,1	12,8	2,8
KOPIEC	jesień autumn	8,6	5,9	12,3	6,9	5,2	5,6
ZBOCZE		9,0	6,0	12,7	7,0	5,3	5,5
LAS		8,6	5,8	11,7	6,3	5,3	5,6

W latach 1988-1996 po wybudowaniu zbiornika wodnego osłabła cyrkulacja wewnątrz dolina oraz powstała znacznie mniejsza różnica wysokości względnej między zwierciadłem wody w zbiorniku a wierzchołkami wzniesień pogórskich otaczających zbiornik.

- średnia temperatura powietrza w zimie na stacjach ZBOCZE i LAS była jedynie o 0,1 deg wyższa od KOPCA, zaś już o 0,4 – 0,5 deg wyższa w pozostałych porach roku;
- różnica średniego maksimum temperatury powietrza między KOPCEM a ZBOCZEM była zimą mała (0,2 deg), średnio w roku oraz latem i jesienią wahała się w granicach 0,5 – 0,4 deg, a wiosną osiągała 0,7 deg;
- średnie maksimum we wnętrzu grądu było w roku o 1,1 deg niższe niż na ZBOCZU, zimą o 0,4 deg, zaś latem średnio 1,9 deg;
- średnie minimalne różnice temperatury powietrza we wszystkich porach roku między KOPCEM a LASEM były bardzo małe.

Z przedstawionych różnic w rozkładzie przestrzennym temperatury powietrza na stanowiskach usytuowanych w różnych formach terenu i nad różnym rodzajem powierzchni czynnej wynikają liczne wnioski dotyczące sezonowego oddziaływania czynników klimatotwórczych na stosunki termiczne badanego terenu. Należy tu podkreślić, że w ekoklimacie grądu temperatura maksymalna zmienia się bardziej w różnych stadiach ulistnienia drzewostanu, niż temperatura minimalna powietrza, co jest związane z wysokim stopniem zwarcia koron w tym zbiorowisku leśnym.

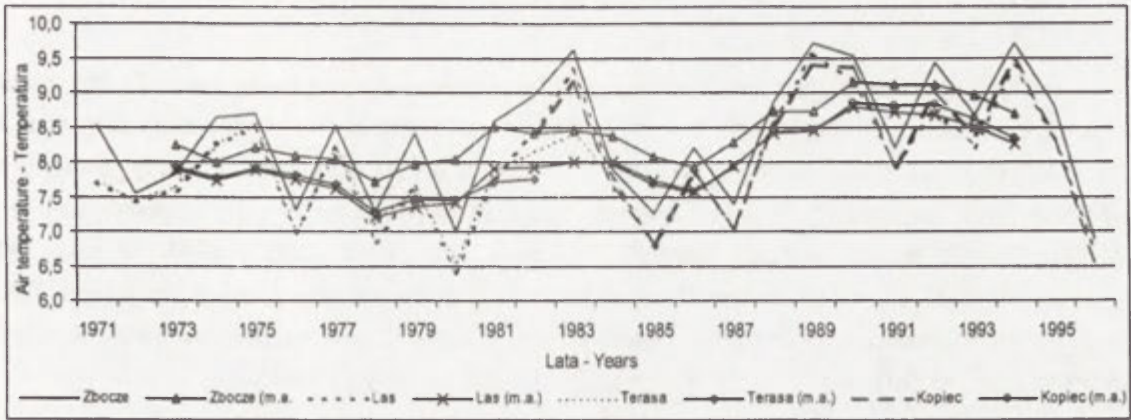
Szczególnie interesujące są wartości maksimum i minimum temperatury powietrza w miesiącach kwietniu i październiku. Są to bowiem miesiące „zwrotne” w przebiegu rocznym nagrzewania się i ochładzania środowiska LASU, jego wymiany energetycznej z otoczeniem oraz kształtowania różnic termicznych w przygruntowej warstwie powietrza między ZBOCZEM a LASEM.

Wieloletni przebieg temperatury powietrza w warunkach antropopresji w dolinie Raby w końcu XX w.

Analiza stosunków termicznych powietrza, zwłaszcza w skali lokalnej, dostarcza przykładów zmienności klimatu. W przebiegu wieloletnim wartości temperatury powietrza wyrażają zarówno skutki działania czynników mezoskalowych, tj. solarnych i cyrkulacji atmosferycznej, jak i skutki przekształcania właściwości fizycznych powierzchni czynnej.

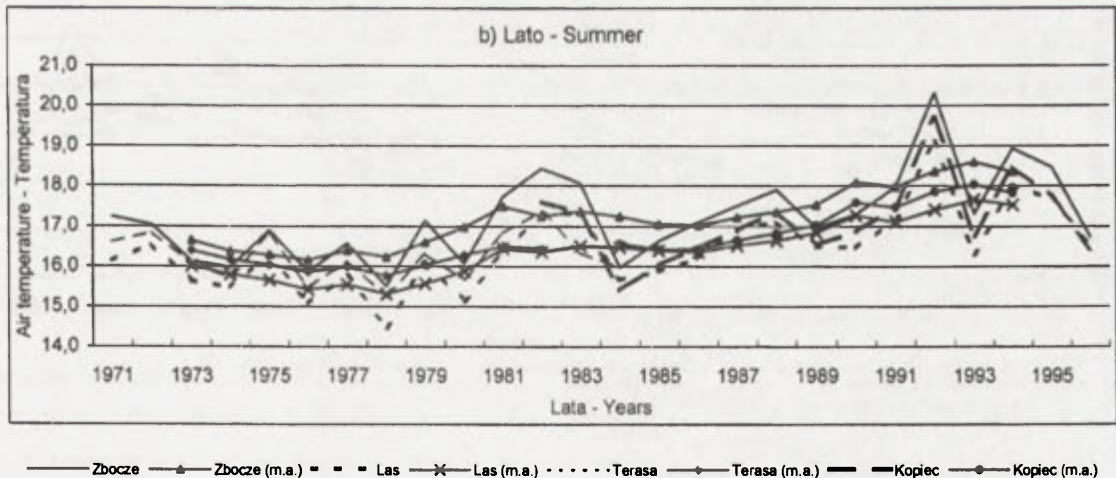
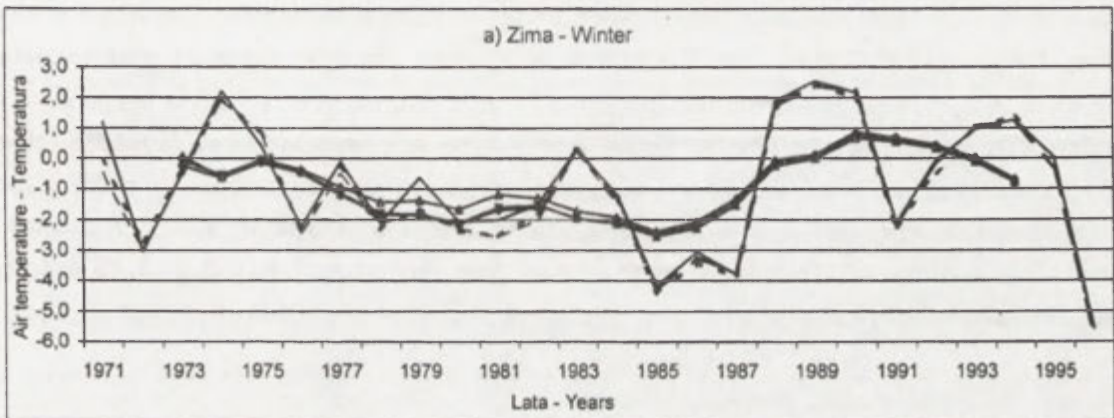
Poniżej omówione zostały przykłady przebiegu wieloletniego średniej rocznej (ryc. 2) i średnich temperatur powietrza zimy i lata (ryc. 3) oraz średniej rocznej temperatury maksymalnej i minimalnej (ryc. 4, 5). Każda z tych charakterystyk podkreśla inny aspekt oddziaływania czynników kształtujących reżim stosunków termicznych.

W studiach dotyczących ekoklimatu grądu za kryteria przekształceń stosunków klimatycznych uznane zostały cechy rocznego i dobowego przebiegu temperatury powietrza we wnętrzu LASU, na odsłoniętym ZBOCZU i na stacji podstawowej, reprezentującej badany teren, także w mezoskali. Niewielka odległość między badanymi stanowiskami umożliwiła porównanie charakterystycznych cech przebiegu temperatury z roku na rok, w latach 1971–1996, na podstawie jej wartości średnich rocznych, wygładzonych za pomocą pięcioletnich średnich konsekwentnych.



Ryc. 2. Średnia temperatura roku ($^{\circ}\text{C}$) i pięcioletnie średnie konsekwtywne (m.a.) na stacjach: ZBOCZE i LAS w okresie 1971-1996, TERASA (1971-1984) i KOPIEC (1983-1996)

Mean annual values of the air temperature ($^{\circ}\text{C}$) and the 5-year moving averages (m.a.) at the sites: ZBOCZE, LAS in the period 1971-1996, TERASA (1971-1984) and KOPIEC (1983-1996)

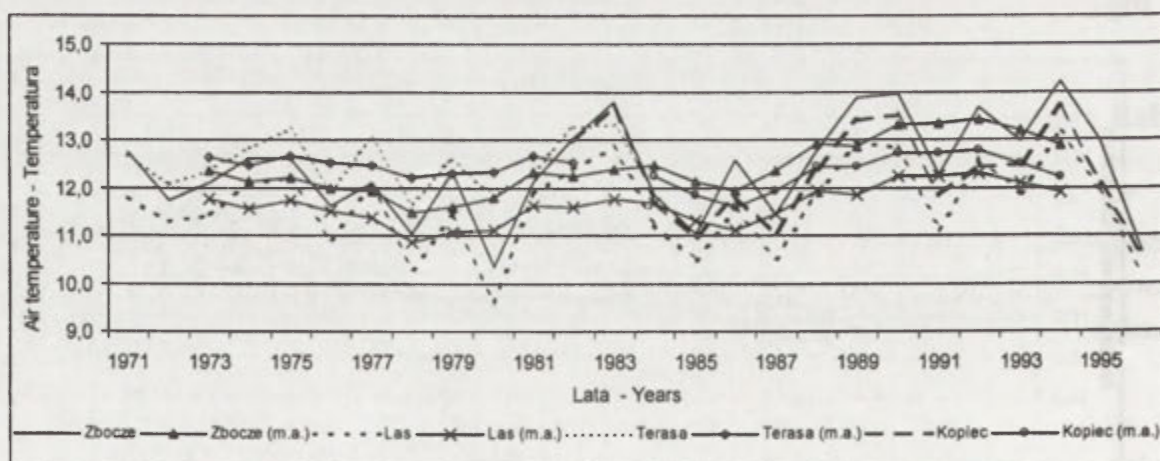


Ryc. 3. Średnia temperatura roku ($^{\circ}\text{C}$) i pięcioletnie średnie konsekwtywne (m.a.) w porach roku: a) zimą, b) latem, na stacjach: ZBOCZE i LAS w okresie 1971-1996, TERASA (1971-1984) i KOPIEC (1983-1996)

Mean annual values of the air temperature ($^{\circ}\text{C}$) and the 5-year moving averages (m.a.) in seasons: a) winter, b) summer, at the sites: ZBOCZE, LAS in the period 1971-1996, TERASA (1971-1984) and KOPIEC (1983-1996)

Wieloletni przebieg wartości średniej rocznej temperatury powietrza (ryc. 2) był bardzo nieregularny, podobnie jak przytaczany tu – dla przykładu – przebieg średniej temperatury zimy (ryc. 3). Analiza danych termicznych pozwoliła zauważyć, że średnie temperatury zimy i wiosny zaważyły na charakterze przebiegu średnich rocznych wartości temperatury powietrza w całej rozpatrywanej serii. Najwyższe średnie roczne wartości przypadły w latach 1983, 1989, 1992 i 1994. W roku 1983 przyczyniły się do tego wysokie temperatury powietrza wszystkich pór roku z wyjątkiem jesieni. Także i rok 1994 był w całości bardzo ciepły. Natomiast do najzimniejszych należał rok 1996, w którym średnie temperatury zimy, wiosny i lata były znacznie niższe od średniej z wielolecia.

Pięcioletnie wartości średniej konsekwentnej temperatury powietrza wskazują na progresywny wzrost średniej rocznej temperatury powietrza (ryc. 2) i średniej temperatury lata (ryc. 3), a także na pojawiające się kilkuletnie okresy cieplejsze i chłodniejsze. Wykresy średnich konsekwentnych ukazują zmianę stosunków termicznych, spowodowaną zmianami powierzchni czynnej podłoża po wybudowaniu zbiornika wodnego. Ryciny 2-4 pokazują, że po wybudowaniu dobczyckiego zbiornika wodnego zmniejszyły się różnice średniej temperatury powietrza w obrębie doliny Raby, wskutek zaniku zastoiska chłodu w jej dnie. Zmieniło się także pole temperatury powietrza. Na przykład, przed powstaniem zbiornika wodnego najwyższa średnia temperatura roku występowała na ZBOCZU (w obrębie ciepłej strefy na zboczu), nieco niższa na TERASIE (zbiornik chłodu), a najniższa – w LESIE. Po wybudowaniu sztucznego jeziora najcieplejsze nadal pozostało ZBOCZE, na co wpływała jego stroma powierzchnia, zyskująca dodatkowe ilości promieniowania słonecznego odbitego od zwierciadła wody. Różnice pomiędzy stacjami KOPIEC i LAS okazały się znikomo małe.

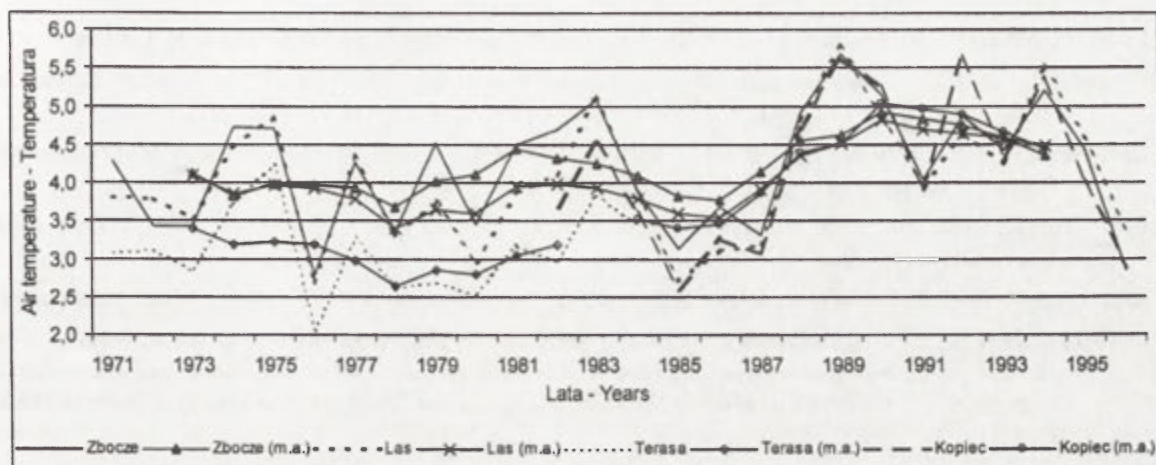


Ryc. 4. Średnia roczna maksymalna temperatura powietrza (°C) i pięcioletnie średnie konsekwentne (m.a.) na stacjach: ZBOCZE i LAS w okresie 1971-1996, TERASA (1971-1984) i KOPIEC (1983-1996)

Mean annual values of maximum air temperature (°C) and the 5-year moving averages (m.a.) at the sites: ZBOCZE, LAS in the period 1971-1996, TERASA (1971-1984) and KOPIEC 1983-1996

Przebieg wieloletni średniej rocznej temperatury maksymalnej powietrza (ryc. 4) zdominowała wyraźna tendencja wzrostowa jej wartości średnich konsekwentnych. Od 1980 r. pojawiały się na przemian z roku na rok niższe i wyższe wartości temperatury, potem zaś wystąpiły trzy przypadki wysokich wartości średniej temperatury maksymalnej w latach 1983, 1989–1990 i 1994 oraz wyraźne

jej spadki w 1980 i 1996 roku. Ogólnie, z porównania wykresów średniej temperatury roku (ryc. 2) i średniej rocznej temperatury maksymalnej (ryc. 4) wynika ich większa zmienność po roku 1980 i 1983.



Ryc. 5. Średnia roczna minimalna temperatura powietrza (w °C) i pięcioletnie średnie konsekwentne (m.a.) na stacjach: ZBOCZE, LAS w okresie 1971-1996, TERASA (1971-1984) i KOPIEC (1983-1996)
Mean annual values of minimum air temperature (in °C) and the 5-year moving averages (m.a.) at the sites: ZBOCZE, LAS in the period 1971-1996, TERASA (1971-1984) and KOPIEC (1983-1996)

Średnia minimalna temperatura powietrza w roku (ryc. 5) systematycznie wzrastała po powstaniu zbiornika wodnego. Jej wyraźniejszy spadek przypadł na lata 1976 i 1985–1987, ale większa zmienność z roku na rok pojawiła się dopiero po 1987 r.

Zakończenie

Badania efektów antropopresji w mezo- i topokalii winny opierać się na możliwie długiej serii obserwacji elementów klimatu, pozwalających analizować przyczyny i tendencje wieloletniego przebiegu m.in. charakterystyk powietrza. Na potrzeby tej analizy przydatne są średnie i ekstremalne wartości temperatury, które są wrażliwe na przekształcenia powierzchni czynnej w różnej skali. Ponadto pozwalają one uwzględnić sezonowe zmiany elementów klimatu oraz identyfikować "sygnał" zachodzących zmian.

Nakładanie się trendów regionalnych z modelem ogólnej cyrkulacji powietrza w Europie Środkowej i wpływów lokalnych spowodowało, że dane termiczne w Gaiku-Brzezowej odznaczają się wyjątkowo dużymi zmianami. Rodzi to potrzebę kontynuacji pomiarów meteorologicznych celem skompletowania dłuższej serii obserwacyjnej, zapewniającej wyższą istotność statystyczną uzyskiwanych trendów dotyczących zmian elementów klimatu w wieloleciu. Istnieje też konieczność oceny tendencji zmian klimatycznych na materiale niezależnym, o wysokiej wartości merytorycznej, z możliwie blisko położonych posterunków pomiarowych sieci państwowej lub ze stacji monitoringu środowiska geograficznego.

Literatura

- Beniston M., Innes J. L., 1998, *Impacts of climatic variability and extreme on forests: synthesis*. [w:] *The impact of climate variability on forests*. M. Beniston, J. L. Innes (eds.), Lecture Notes in Earth Sciences 74, Springer.
- Henderson-Sellers A., Robinson P. J., 1996, *Contemporary Climatology*, Longman Group K. K. Limited.
- Niedźwiedz T., 1973, *Temperatura i wilgotność powietrza w warunkach rzeźby pogórskiej Karpat (na przykładzie doliny Raby koło Gaika-Brzezowej)*. Zesz. Naukowe UJ, Prace Geogr., 3.
- Niedźwiedz T., 1981, *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*. Rozpr. habil. UJ, 58, Kraków.
- Niedźwiedz T., 1988, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1951 - 1985)*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 71.
- Niedźwiedz T., 1997, *Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1986 - 1996)*. (maszynopis).
- Obrębska-Starkel B., 2000 a, *Influence of the water reservoir on the transformation of the ecoclimate of the foothill dry-ground forest Tilio-Carpinetum in Gaik-Brzezowa*. [w:] *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*. B. Obrębska-Starkel (red.), (maszynopis).
- Obrębska-Starkel B. (red.), 2000 b, *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*. (maszynopis).
- Obrębska-Starkłowa B., 1995, *Differentiation of topoclimatic conditions in a Carpathian Foreland valley based on multiannual observation*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 101.
- Obrębska-Starkłowa B., Grzyborowska A., 2000, *Symptomy współczesnego przekształcania ekoklimatu grądu pogórskiego Tilio-Carpinetum w Gaiku-Brzezowej*. Folia Geogr., s. Geogr.-Physica (w druku).
- Olecki Z., 2000, *Differentiation of the solar conditions in the Carpathian Foothills during 1971-1997*. [w:] *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*. B. Obrębska-Starkel (red.), (maszynopis).
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*. Dok. Geogr., 14, IG i PZ PAN.
- Skiba S., Drewnik M., Szmuc R., 2000, *The soil cover at Gaik-Brzezowa (Wieliczka Foothills)*. [w:] *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*. B. Obrębska-Starkel (red.), (maszynopis).
- Soja R., 2000, *Regime of the water level oscillations of the Dobczyce reservoir*. [w:] *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*, B. Obrębska-Starkel (red.), (maszynopis).
- Trepińska J., 2000, *Anomalie, cykle, trendy termiczne w klimatologii na przykładzie fluktuacji termicznych w Europie środkowej w XIX i XX wieku*. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXI, Nauki Mat.-Przyr., zesz. 106, Toruń.
- Trzcńska-Tacik H., Stachurska-Swakoń A., 2000, *Plant communities and their changes in the surroundings of the Dobczyce Reservoir (Southern Poland)*. [w:] B. Obrębska-Starkel (red.), *Topoclimatic and geoecological changes in the Wieliczka foothills in the surroundings of the Dobczyce reservoir*. (maszynopis).

INFLUENCE OF LAND USE CHANGES IN THE RABA VALLEY ON THERMAL CONDITIONS
OF *TILIO-CARPINETUM* FOREST COMMUNITY

Summary

The purpose of the paper is the presentation of air temperature characteristics useful for evaluation of the ecoclimate modification in the natural patch of Carpathian foothill oak-hornbeam forest located in the Raba valley in the vicinity of the Dobczyce reservoir.

The diurnal records of the thermographs of 1971-1996 from the observation sites belonging to the Research Station in Gaik-Brzezowa (managed by the Institute of Geography and Space Economy, Jagiellonian University, Cracow) are the basis of this paper. The records from sites "LAS" ("Forest", 282 m a.s.l.) and "ZBOCZE" ("Slope", 283 m a.s.l.), the latter located on north-east-facing slopes with a small gradient, have been compared mainly. The results from these stations are weighed against the records from the base station "TERASA" ("Terrace", 259 m) until 1984, and then against those from the station "KOPIEC" ("Hilltop", 302 m) at the flattened top of the ridge.

When considering the differentiation of the natural environment components, the examined area is characterised by a relatively simple structure of typological climatic units in comparison to other Carpathian regions. Elevation above sea level and relief – together with circulation and radiation factors – resulted in a particular regime of mesoclimatic conditions. In the scale of the topoclimate, the above mentioned factors are broadened by land use. The latter implies that diversified vegetation cover, structure of tree stands, their foliage, medium size water reservoir affect on the air layer near the ground. The reservoir set up in 1987 is the evidence of a fast progressing human impact on the Raba valley environment. This impact refers also to the forest patches that are usually considered as the representatives of the most stable climatic conditions.

The paper presents the examples of multi-annual courses of mean annual (Fig. 2) and mean summer and winter (Fig. 3) temperatures, together with mean annual maximum and minimum temperatures (Fig. 4 and 5). Each of those characteristics shows different reaction to the factors controlling the thermal conditions. The 5-year smoothed averages of mean annual temperature (Fig. 2) and mean summer temperature (Fig. 3) prove a progressive increase of both indices and additionally an occurrence of warm and cold periods.

SEZONOWE ZMIANY TEMPERATURY I WILGOTNOŚCI POWIETRZA W JASKINIACH OJCOWSKIEGO PARKU NARODOWEGO

Agnieszka Podstawczyńska-Bienias, Tomasz Charciarek

Abstract: The paper presents results of seasonal microclimatic research in five caves in Ojców National Park (Ciemna, Łokietka, Okopy Wielka Dolna, Zbójecka, Złodziejska) and in two caves situated 1.5 km (Mamutowa) and 0.5 km (Nietoperzowa) from Park's border. The seasonal changes of horizontal and vertical distribution of air temperature and humidity have been analysed. The thermal zones have been identified in the caves. Three types of microclimate may suggest taking into consideration the seasonal variation of thermal conditions.

Key words: caves, air temperature, relative humidity, microclimate, Ojców National Park.

Wstęp

Wiele czynników determinuje wartości, rozkład przestrzenny i roczną zmienność głównych komponentów mikroklimatu jaskiń – temperatury i wilgotności powietrza. Do najważniejszych należy wielkość, liczba i położenie względem siebie otworów wejściowych oraz morfologia jaskini (długość, układ korytarzy i sal, ukształtowanie dna itp.) warunkujące rodzaj wewnętrznej cyrkulacji powietrza. Na stosunki termiczno-wilgotnościowe jaskiń wpływa klimat najbliższej okolicy, głównie średnia roczna temperatura powietrza i opady atmosferyczne, ich wielkość i rozkład w czasie. Istotnym czynnikiem modyfikującym warunki termiczne środowiska jaskiniowego jest natężenie ruchu turystycznego. Współoddziaływanie wyżej wymienionych czynników decyduje o cechach mikroklimatu. Powszechnie znana charakterystyka mikroklimatu jaskiń tj. niezmienna w ciągu roku temperatura powietrza zbliżona do średniej rocznej temperatury powietrza najbliższej okolicy oraz duża wilgotność powietrza, powyżej 90%, dotyczy najgłębszych partii jaskiń odizolowanych od wpływów zewnętrznych. Różnorodność morfologiczna jaskiń sprawia, że powyższe cechy mikroklimatu nie odnoszą się do wszystkich.

Celem opracowania jest prezentacja poziomego i pionowego rozkładu temperatury i wilgotności powietrza oraz analiza sezonowej dynamiki zmian temperatury i wilgotności powietrza w wybranych jaskiniach Ojcowskiego Parku Narodowego (Jaskinia Ciemna, Łokietka, Okopy Wielka Dolna, Zbójecka, Złodziejska) oraz w dwóch jaskiniach położonych w pobliżu granic parku (Jaskinia Mamutowa, Jaskinia Nietoperzowa) w poszczególnych porach roku. W opracowaniu przedstawiono szczegółowy opis stosunków termiczno-wilgotnościowych trzech jaskiń reprezentujących różne typy mikroklimatyczne: Jaskini Zbójeckiej, Jaskini Łokietka, Jaskini Mamutowej.

Ojcowski Park Narodowy położony w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (50°12'N, 19°46'E), w środkowej części Doliny Prądnika, słynie z dużej różnorodności form krasowych, reprezentowanych przez liczne (ok. 400) jaskinie i schroniska skalne (Partyka 1998). Pionierskie badania głównego komponentu środowiska jaskiniowego – mikroklimatu - rozpoczęli archeolodzy i paleontolodzy już w XIX w. W publikacjach z tego okresu znaleźć można doniesienia o pomiarach temperatury powietrza. Geograficzny aspekt badań jaskiń zainicjował Ciętek w 1935 r., dokonując inwentaryzacji i opisu większości z nich. Mikroklimat jaskiń OPN nie był jak dotąd szeroko popularyzowanym przedmiotem badań. Dotychczasowe pomiary mikroklimatyczne głównie dotyczyły jaskiń: Ciemnej, Zbójeckiej, Białej. Tematykę jaskiń OPN podjęli w swoich

opracowaniach K. Kowalski (1951,1954), A. Górny (1971), R. Gradziński (1977), J. Klein (1974, 1992) i in. Syntetycznym ujęciem tej problematyki jest przewodnik autorstwa M. Szelerewicza i A. Górnego *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej* (1986). W latach 1963-66 mikroklimat jaskiń: Ciemnej, Zbójeckiej i Piętrowej był przedmiotem badań Koła Naukowego Geografów Uniwersytetu Jagiellońskiego. Wyniki tych badań były prezentowane na kilku zjazdach kół naukowych lecz nie zostały opublikowane.

Material i metoda

Materiał badawczy stanowią wyniki pomiarów temperatury i wilgotności powietrza wykonywanych psychrometrem aspiracyjnym Assmana na trzech wysokościach nad spągiem (20 cm, 100 cm, 150 cm) na kilku stanowiskach wewnątrz oraz przed otworem wejściowym każdej jaskini. Pomiary wykonano wiosną (29.04.1995 - 5.05.1995), latem (26.07.1995 - 10.08.1995), jesienią (10.10.95 - 13.10.1995) i zimą (23.02.1996 -27.02.1996). Dokonano analizy poziomego i pionowego rozkładu temperatury i wilgotności powietrza w kolejnych sezonach badawczych. Określono typy poziomego rozkładu temperatury i wyróżniono w badanych jaskiniach strefy termiczne. Na podstawie sezonowych różnic temperatury powietrza w jaskiniach (różnice między najwyższą a najniższą z notowanych wartości z wszystkich okresów pomiarów) określono trzy typy mikroklimatu jaskiniowego: stabilny, względnie stabilny, niestabilny.

Wyniki

1. Stosunki termiczno-wilgotnościowe Jaskini Zbójeckiej, reprezentującej jaskinie o mikroklimacie stabilnym

Jaskinia Zbójecka (ryc. 1) wyróżnia się wśród badanych jaskiń znaczną długością korytarzy oraz izolacją od świata zewnętrznego przez istnienie małych otworów wejściowych utrudniających swobodną wymianę powietrza. Jaskinia Zbójecka położona jest w OPN, w Dolinie Sąpowskiej, na południowym zboczu Wąwozu Jamki. Otwór główny usytuowany jest na wysokości 370 m n.p.m., długość korytarzy wynosi 180 m, ekspozycja otworów: na NW i W (Szelerewicz, Górny 1986).

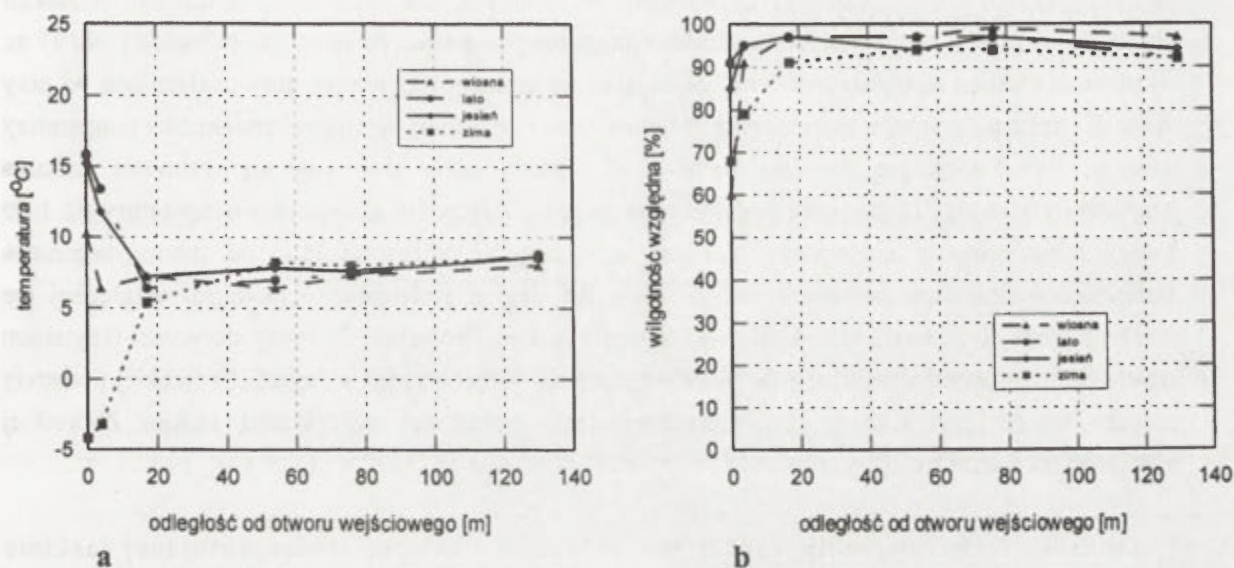


Ryc. 1. Plan Jaskini Zbójeckiej z lokalizacją 6 stanowisk pomiarowych
The plan of Zbójecka Cave with 6 measurements posts

Jaskinia Zbójecka należy do jaskiń statycznych, w których obserwuje się stagnację powietrza. Okres zimowy charakteryzuje się odwróconym układem termicznym (temperatura w dalszych

częściach jaskiń jest wyższa niż w strefie przyotworowej). Temperatura powietrza w Jaskini Zbójeckiej (ryc. 2a) zmienia się zimą od $-3,4^{\circ}\text{C}$ (ok. 4 m od otworu) do $8,6^{\circ}\text{C}$ (ok. 130 m). W okresie letnim i jesiennym warunki termiczne cechuje układ prosty (temperatura w strefie przyotworowej jaskini jest wyższa niż w głębszych jej partiach, gdzie wynosi odpowiednio latem i jesienią $8,8^{\circ}\text{C}$ i $8,6^{\circ}\text{C}$). Wiosną warunki termiczne są podobne do okresu zimowego.

Dynamika sezonowych zmian temperatury powietrza w Jaskini Zbójeckiej wyraźnie zmienia się wraz z odległością od otworu wejściowego. Sezonowe różnice temperatury powietrza (tab. 1a) maleją wraz ze wzrostem odległości. Warunki termiczne najdalszych stref jaskini charakteryzują się dużą stałością w roku, maksymalne różnice między sezonami nie przekraczają 1 deg.



Ryc. 2. Poziomy rozkład temperatury powietrza (a) i wilgotności względnej (b) na wysokości 1 m nad spągciem w Jaskini Zbójeckiej

Horizontal distribution of air temperature (a) and relative humidity (b) on the level 1 m above the floor in Zbójecka Cave

Tab. 1. Sezonowe różnice temperatury powietrza (a) i wilgotności względnej (b) w Jaskini Zbójeckiej
Seasonal differences of air temperature (a) and relative humidity (b) in Zbójecka Cave

a)

Punkt pomiarowy / Measure post	I	II	III	IV	V	VI
Odległość od otworu wejściowego Distance from the entrance	0 m	4 m	17 m	54 m	76 m	130 m
Sezonowe różnice temperatury powietrza [deg] Seasonal differences of air temperature	20,0	16,8	1,8	1,8	0,7	0,8

b)

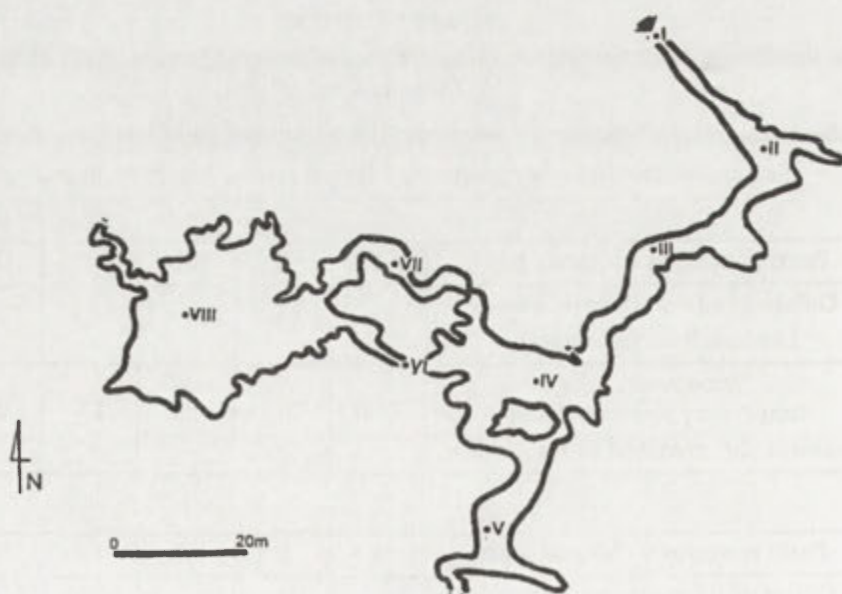
Punkt pomiarowy / Measure post	I	II	III	IV	V	VI
Odległość od otworu wejściowego Distance from the entrance	0 m	4 m	17 m	54 m	76 m	130 m
Sezonowe różnice wilgotności względnej [%] Seasonal differences of humidity	31	16	6	3	5	5

Pionowa stratyfikacja temperatury powietrza w opisywanej jaskini jest jednakowo niezmienna na całej jej długości. Wartości notowane na poziomie 150 cm nad spągiem są wyższe niż wartości z poziomów 100 i 20 cm.

Warunki wilgotnościowe Jaskini Zbójeckiej charakteryzują się dużą stałością. Poza strefą przyotworową w całej jaskini i wszystkich porach roku wilgotność względna powietrza przekracza 90% (ryc. 2b). Wartości maksymalne notowane są latem i jesienią w środkowej części jaskini, wartości minimalne – zimą. W najdalszych partiach Jaskini Zbójeckiej sezonowe wahania wilgotności względnej wynoszą 3-5% (tab. 1b).

Na podstawie wyników pomiarów temperatury i wilgotności powietrza, stosując kryterium M. Puliny (1960, 1999, 2000) autorzy wyróżnili w badanych jaskiniach strefy termiczne. W Jaskini Zbójeckiej wpływy zewnętrznych warunków pogodowych są odczuwalne do odległości ok. 75 m, wyznaczając zasięg strefy dynamicznej cechującej się zmiennością temperatury uzależnioną od pory roku. W strefie tej wyróżniono podstrefę przyotworową (kryterium sezonowej zmienności temperatury powyżej 3 deg) sięgającą do kilku metrów od otworu, gdzie obserwuje się sezonowe wahania temperatury powyżej 10 deg oraz podstrefę przejściową (kryterium zmienności temperatury od 1 do 3 deg), gdzie wahania temperatury wynoszą ok. 2 deg. W odległości 75 m od otworu, sezonowa zmienność temperatury powietrza osiąga 0,7 – 0,8 deg, a zmienność wilgotności względnej nie przekracza 5% co pozwala zaklasyfikować te partie Jaskini Zbójeckiej do strefy statycznej (kryterium zmienności temperatury poniżej 1 deg). Ze względu na występowanie w Jaskini Zbójeckiej podstrefy przyotworowej i przejściowej oraz statycznej strefy termicznej mikroklimat Jaskini Zbójeckiej określono jako stabilny.

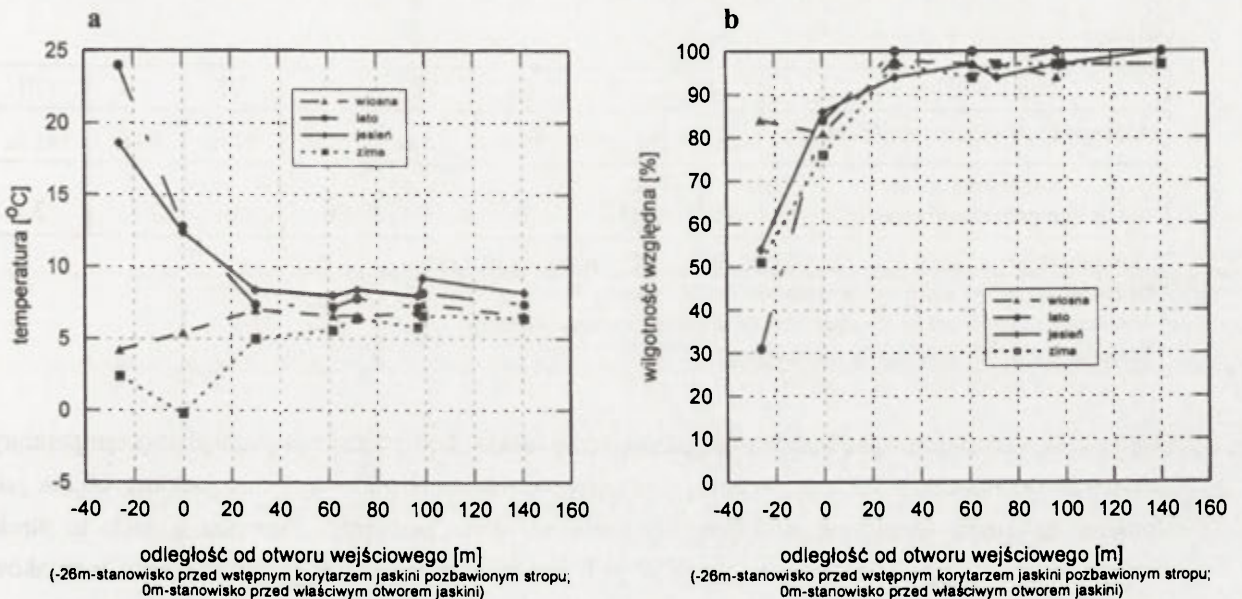
2. Stosunki termiczno-wilgotnościowe w Jaskini Łokietka, reprezentującej jaskinie o mikroklimacie względnie stabilnym



Ryc. 3. Plan Jaskini Łokietka z lokalizacją 8 stanowisk pomiarowych
The plan of Łokietek Cave with 8 measurements posts

Jaskinia Łokietka (ryc. 3) cechuje się znaczną długością korytarzy (270 m) oraz wyróżnia się wśród badanych jaskiń intensywnym ruchem turystycznym. Znajduje się w OPN, w Dolinie Sąspowskiej, w Górze Chełmowej. Otwór wejściowy leży na wysokości 453 m n.p.m., ekspozycja otworu: na NW (Szelerewicz, Górny 1986).

Poziomy rozkład temperatury powietrza w Jaskini Łokietka (ryc. 4a) jest charakterystyczny dla jaskiń jednootworowych, cechujących się stagnacją powietrza. W sezonie zimowym i wiosennym we wnętrzu jaskini obserwuje się odwrócony układ termiczny. Latem i jesienią występuje prosty układ termiczny. Temperatura powietrza w dniach pomiarowych reprezentujących poszczególne pory roku w Jaskini Łokietka oscyluje: zimą od $-0,2^{\circ}\text{C}$ (w strefie przyotworowej) do $6,4^{\circ}\text{C}$ (w najdalszych partiach jaskini), wiosną od $5,4^{\circ}\text{C}$ do $7,4^{\circ}\text{C}$, latem od $8,2^{\circ}\text{C}$ do $7,2^{\circ}\text{C}$, jesienią od $9,2^{\circ}\text{C}$ do 8°C .



Ryc. 4. Poziomy rozkład temperatury powietrza (a) i wilgotności względnej (b) na wysokości 1 m nad spągami w Jaskini Łokietka

Horizontal distribution of air temperature (a) and relative humidity (b) on the level 1 m above the floor in Łokietka Cave

Pionowa stratyfikacja temperatury powietrza w Jaskini Łokietka jest niezmienna na całej jej długości. Wartości temperatury notowane na poziomie 150 cm nad spągami są wyższe względem wartości na poziomach 100 i 20 cm. Różnice w pionowym profilu temperatury między 20 cm i 150 cm niezależnie od pory roku oscylują między $0,2^{\circ}\text{C}$ – $1,2^{\circ}\text{C}$.

Wartości sezonowych różnic temperatury powietrza (tab. 2a) w opisywanej jaskini maleją wraz ze wzrostem odległości od wejścia. Najdalsze partie, znacznie oddalone od otworu wejściowego, cechują się jednak wyraźnymi sezonowymi zmianami warunków termicznych. W odległości 140 m od wejścia, zmiany te wynoszą około 2°C . Wartości sezonowych różnic temperatury powietrza w Jaskini Łokietka są większe niż w Jaskini Zbójceckiej. Mogą być one konsekwencją dużego natężenia ruchu turystycznego oraz cech morfologicznych jaskini (nieznaczna miąższość skał budujących strop).

Wilgotność względna w Jaskini Łokietka zmienia się nieznacznie w ciągu roku i wynosi ponad 90% (ryc. 4b). Najdalsze partie jaskini cechują się niewielkimi wahaniami wilgotności

względnej wynoszącymi od 3 do 6%. Większe różnice wilgotności między poszczególnymi porami roku są obserwowane w partiach przyotworowych (tab. 2b).

Tab. 2. Sezonowe różnice temperatury powietrza (a) i wilgotności względnej (b) w Jaskini Łokietka
Seasonal differences of air temperature (a) and relative humidity (b) in Łokietek Cave
(for the explanation see tab. 1)

a)

Punkt pomiarowy	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Odległość od otworu wejściowego	-26 m*	0 m**	30 m	62 m	72 m	97 m	99 m	141 m
Sezonowe różnice temperatury powietrza [deg]	21,6	13,0	3,4	2,4	2,0	2,2	2,6	1,8

b)

Punkt pomiarowy	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Odległość od otworu wejściowego	-26 m*	0 m**	30 m	62 m	72 m	97 m	99 m	141 m
Sezonowe różnice wilgotności względnej [%]	53	10	6	6	6	0	3	3

* stanowisko przed wstępnym korytarzem jaskini pozbawionym stropu

** stanowisko przed właściwym otworem wejściowym

* measure post in front of the first part of the cave without the roof

** measure post in front of the main entrance

Na wszystkich stanowiskach pomiarowych w Jaskini Łokietka sezonowe wahania temperatury powietrza przekraczają 1,8 deg. Według przyjętej wcześniej terminologii cała jaskinia objęta jest dynamiczną strefą termiczną, w której wyróżnia się dwie podstrefy. Pierwsza z nich to strefa przyotworowa sięgająca do kilku metrów w głąb jaskini, cechująca się podobieństwem warunków termicznych do warunków panujących na zewnątrz. Warunki klimatyczne w tej strefie są w pewnym stopniu modyfikowane przez pozbawiony stropu wstępny odcinek korytarza. W drugiej podstrefie – oddalonej od wejścia – wpływy zewnętrzne są mniejsze, ale istotnym czynnikiem zwiększającym sezonowe wahania temperatury i wilgotności względnej powietrza jest natężenie ruchu turystycznego.

Mikroklimat Jaskini Łokietka cechujący się wyraźnie zaznaczoną podstrefą przejściową oraz brakiem statycznej strefy termicznej określono jako względnie stabilny.

3. Stosunki termiczno-wilgotnościowe Jaskini Mamutowej, reprezentującej jaskinie o mikroklimacie niestabilnym

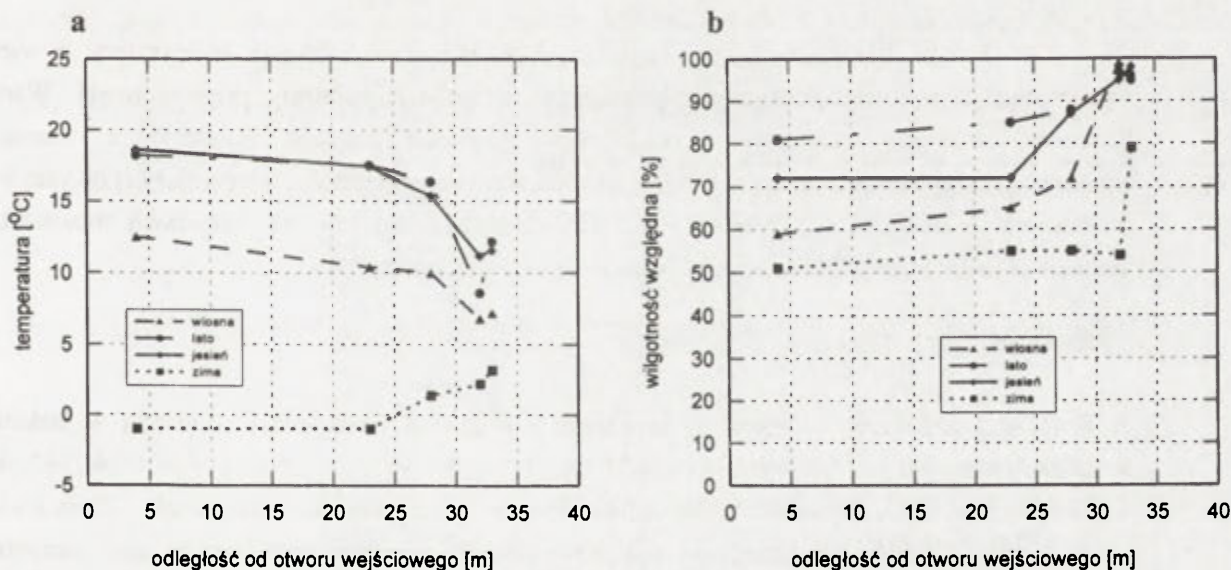
Charakterystyczną cechą Jaskini Mamutowej (ryc. 5) jest niewielka długość korytarzy (100 m) oraz otwór wejściowy o dużych rozmiarach, stwarzający bardzo dobre warunki wentylacyjne. Jaskinia Mamutowa znajduje się we wsi Wierzchowice, gmina Wielka Wieś, woj. małopolskie, w dolinie Kluczwydy, 2 km od granic Ojcowskiego Parku Narodowego. Wysokość usytuowania otworu wejściowego wynosi ok. 380 m n.p.m., ekspozycja otworu: na SW.

W sezonie zimowym temperaturę powietrza w Jaskini Mamutowej charakteryzuje układ odwrócony; wzrasta ona wraz z odległością od -1°C (stanowisko 4 m od otworu) do 3,2°C (stanowisko 33 m od otworu). W pozostałych porach roku temperatura powietrza maleje wraz

z odległością osiągając wiosną od 12,5°C w partii przyotworowej do 7,2°C w najdalszej części, latem od 18,2°C do 12,2°C, jesienią od 18,6°C do 11,6°C (ryc. 6a).



Ryc. 5. Plan Jaskini Mamutowej z lokalizacją 4 stanowisk pomiarowych
The plan of Mamutowa Cave with 4 measurements posts



Ryc. 6. Poziomy rozkład temperatury powietrza (a) i wilgotności względnej (b) na wysokości 1 m nad spągiem w Jaskini Mamutowej

Horizontal distribution of air temperature (a) and relative humidity (b) on the level 1 m above the floor in Mamutowa Cave

Pionowa stratyfikacja temperatury w Jaskini Mamutowej jest jednakowa na całej długości, wykazując stale wyższą temperaturę powietrza na poziomie 150 cm niż na poziomach 100 cm i 20 cm. Różnice temperatury między poziomami nie przekraczają 3,6 deg. Duży otwór wejściowy warunkuje znaczne sezonowe różnice temperatury i wilgotności powietrza. Różnice temperatury zmniejszają się wraz z odległością od otworu od 19,6 deg do 9 deg w najgłębszej części jaskini (tab. 3a). Warunki

wilgotnościowe w Jaskini Mamutowej zmieniają się w zależności od pory roku. Największa suchość powietrza występuje w okresie zimowym, a największa wilgotność względna powietrza notowana jest w lecie (ryc. 6b). Różnice wilgotności względnej między okresami pomiarów, osiągające nawet 45%, (tab. 3b) świadczą o korzystnych warunków wentylacyjnych.

Tab. 3a. Sezonowe różnice temperatury powietrza (a) i wilgotności względnej (b) w Jaskini Mamutowej
Seasonal differences of air temperature (a) and relative humidity (b) in Mamutowa Cave
(for the explanation see tab. 1)

a)

Punkt pomiarowy	I	II	III	IV	V
Odległość od otworu wejściowego	4 m	23 m	28 m	32 m	33 m
Sezonowe różnice temperatury powietrza [deg]	19.6	18.5	17.8	9.0	9.0

b)

Punkt pomiarowy	I	II	III	IV	V
Odległość od otworu wejściowego	4m	23m	28m	32m	33m
Sezonowe różnice wilgotności względnej [%]	30	30	33	45	19

W Jaskini Mamutowej, z uwagi na duże sezonowe wahania temperatury powietrza, wyróżniono jedynie dynamiczną strefę termiczną o cechach podstrefy przyotworowej. Wartości liczbowe badanych elementów mikroklimatu wykazują znaczną korelację z warunkami atmosferycznymi panującymi na zewnątrz. Skala sezonowej zmienności temperatury (powyżej 9 deg na wszystkich stanowiskach) i wilgotności względnej (powyżej 19% na wszystkich stanowiskach) pozwala określić mikroklimat Jaskini Mamutowej jako niestabilny.

Podsumowanie

1. Rozkład przestrzenny temperatury powietrza i wilgotności względnej powietrza w jaskiniach, w czterech okresach pomiarowych (wiosna 29.04.1995–5.05.1995, lato 26.07.1995–10.08.1995, jesień 10.10.95–13.10.1995, zima 23.02.1996–27.02.1996) wykazał związek z porami roku. Zima i wiosna w większości jaskiń charakteryzuje się odwróconym układem termicznym, tzn. temperatura w odleglejszych częściach jaskini jest wyższa niż w strefie przyotworowej. Latem i jesienią występuje termiczny układ prosty, tzn. temperatura w strefie przyotworowej jest wyższa niż w dalszych partiach jaskini.
2. Pionowy profil temperatury we wszystkich jaskiniach jest niezmienny na całej ich długości, wykazując że temperatura powietrza na wysokości 150 cm nad spagiem jest wyższa niż temperatura mierzona na wysokości 100 cm i 20 cm.
3. Najwyższe wartości wilgotności względnej w jaskiniach notuje się latem i jesienią (powyżej 90%), nieco niższe zimą i wiosną.
4. Na podstawie charakterystyki termiczno-wilgotnościowej wyróżniono w badanych jaskiniach następujące strefy i podstrefy termiczne:

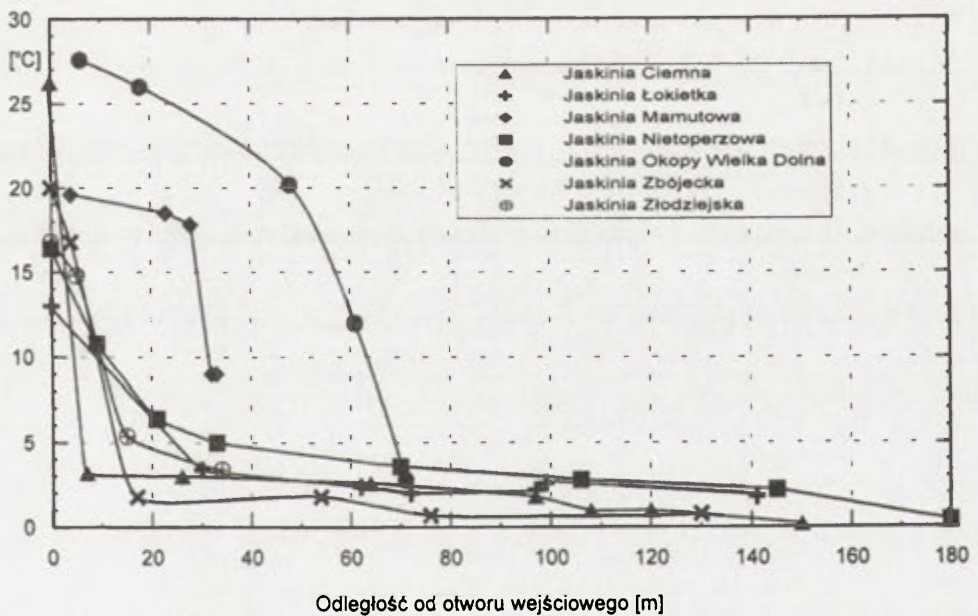
A. Strefa dynamiczna: występuje we wszystkich badanych jaskiniach, a sezonowe wahania temperatury powietrza wynoszą powyżej 1°C;

a. Podstrefa przyotworowa: charakterystyczna dla wszystkich badanych jaskiń, a sezonowe wahania temperatury powietrza przekraczają 3°C;

b. Podstrefa przejściowa: występuje w Jaskini Ciemnej, Zbójeckiej, Łokietka i Nietoperzowej, a sezonowe wahania temperatury powietrza wynoszą od 1°C do 3°C;

B. Strefa statyczna: występuje w Jaskini Ciemnej i Zbójeckiej, a sezonowe wahania temperatury powietrza są mniejsze niż 1°C.

5. Cechy morfologiczne jaskiń (wielkość otworu, długość i ukształtowanie korytarzy itp.) determinują sezonowe różnice temperatury (ryc. 7) i wilgotności względnej powietrza w badanych jaskiniach. Dodatkowym czynnikiem modyfikującym wartości temperatury i wilgotności powietrza w Jaskini Łokietka jest duże natężenie ruchu turystycznego.



Ryc. 7. Poziomy profil sezonowych różnic temperatury powietrza 1 m nad spągiem w badanych jaskiniach
Horizontal distribution of seasonal differences of air temperature on the level 1 m above the floor in analysed caves

6. Wartości sezonowych różnic temperatury powietrza w badanych jaskiniach są podstawą do wyróżnienia odmian mikroklimatu jaskiniowego.

I. Mikroklimat stabilny: charakteryzuje się występowaniem podstrefy przyotworowej i przejściowej oraz statycznej strefy termicznej (J. Ciemna, J. Zbójecka);

II. Mikroklimat względnie stabilny: charakteryzuje się występowaniem podstrefy przyotworowej i przejściowej oraz brakiem statycznej strefy termicznej (J. Łokietka, J. Nietoperzowa);

III. Mikroklimat niestabilny: prawie cała jaskinia posiada cechy przyotworowej podstrefy termicznej (J. Mamutowa, J. Okopy Wielka Dolna, J. Złodziejska).

Literatura

- Ciętak Z., 1935, *Jaskinie południowej części wyżyny Małopolskiej*. Ochr. Przyr., 15.
- Gradziński R., 1977, *Jaskinie*. [w] *Przyroda Ojcowskiego Parku Narodowego*, Studia Nat., ser. B. 28, 51-62.
- Górny A., 1971, *Nowe jaskinie naciekowe w Ojcowskim Parku Narodowym*. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, nr 6.
- Klein J., 1974, *Mezo- i mikroklimat Ojcowskiego Parku Narodowego*. Studia Nat., ser. A, 8, 1-105.
- Klein J., 1992, *Mikroklimat Jaskini Ciemnej w Ojcowskim Parku Narodowym w warunkach zimowych*. Prądnik. Prace i materiały muzeum im. prof. W. Szafera, T. 5, 35-45.
- Kowalski K., 1951, *Jaskinie Polski*. T. 1, Państwowe Muzeum Archeologiczne, Warszawa.
- Kowalski K., 1954, *Jaskinie Polski*. T. 3, Państwowe Muzeum Archeologiczne, Warszawa.
- Partyka J., 1998, *Ojcowski Park Narodowy. Przewodnik*. Wyd. Sport i Turystyka – MUZA S.A., Warszawa.
- Pulina M., 1960, *Uwagi o mikroklimacie jaskini Zimnej na podstawie obserwacji przeprowadzonych w latach 1958-1961*. Speleologia II; 2-4, Warszawa.
- Pulina M., 1999, *Kras. Formy i Procesy*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego.
- Pulina M., 2000, *Kras i Jaskinie*. *Wielka Encyklopedia Geografii Świata*. tom XVII, Wydawnictwo Kurpisz, Poznań.
- Starzecki W., 1959, *Badania mikroklimatyczne w jaskiniach południowej części Wyżyny Małopolskiej*. Ekologia Polska-ser.A, tom VII, nr.7, Warszawa .
- Szelerewicz M., Górny A., 1986, *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej*. Wyd. PTTK „Kraj”, Warszawa – Kraków.

SEASONAL CHANGES OF AIR TEMPERATURE AND HUMIDITY IN THE CAVES IN OJCÓW NATIONAL PARK

Summary

1. The main subject of the present study are results of microclimatic research in the five caves in Ojców National Park (Ciemna Cave, Łokietka Cave, Okopy Wielka Dolna Cave, Zbójecka Cave, Złodziejska Cave) and in two caves situated not far from OPN (Mamutowa Cave, Nietoperzowa Cave). The research was done on chosen days in four seasons: spring, summer, autumn and winter.
2. The temperature distribution in the caves depends on the season. Temperature in the caves increased from the main entrance to deeper parts in winter and spring. The opposite thermal conditions were observed in summer and autumn, when temperature decreased from the entrance to deeper parts.
3. The lowest value of relative humidity occurred in winter and spring. In summer and autumn relative humidity increase and reach 100% in the deepest parts.
4. The biggest values of seasonal fluctuation of temperature and humidity were observed near the entrance. When the distance from the entrance is growing the values of fluctuation are decreasing but only in two caves (Ciemna and Zbójecka Caves) oscillation below 1deg in the deepest parts were noted. In these two caves static thermal zone as well as dynamic (connected with variability of temperature and humidity) zone were distinguished.
5. Three types of cave's microclimate may suggest taking into consideration the seasonal fluctuation of thermal conditions
 - I. Stable microclimate (Ciemna and Zbójecka Caves)
 - II. Relative stable microclimate (Łokietka and Nietoperzowa Caves)
 - III. Unstable microclimate (Mamutowa, Okopy Wielka Dolna, Złodziejska Cave)

LOW COST DATA LOGGERS FOR AIR, SOIL AND ROCK TEMPERATURE MONITORING. DESIGN AND IMPLEMENTATION

Gonçalo Teles Vieira, Carla Mora, Miguel Ramos

SUMMARY

Introduction

The aim of the project “Geomorphological and biophysical processes and landscape units in Mediterranean mountains. The case-study of Serra da Estrela, Portugal – ESTRELA” (PRAXIS/C/CTE/11153/1998) is the development of an integrated methodology for the identification of landscape units in Mediterranean mountains. The study area is the Estrela range (Central Portugal) and the research that is in progress focuses on geomorphology, climatology and phytosociology.

The complex topography of mountain areas induces large topoclimatic diversity and therefore their rigorous characterisation is often difficult to achieve. The scarcity of meteorological stations in mountains and thus the poor spatial representation of the existing data are another factor that frequently increases these difficulties.

In the framework of the ESTRELA project three types of data logging instrumentation were designed and constructed for data collection of air, soil and rock temperatures. The devices are easy to build and based on easily available commercial instruments. They provide good results and their low cost makes them very useful for future research applications needing large amounts of data.

Materials and methods

Tiny Talk II® data loggers were adapted in the laboratory of the Centro de Estudos Geográficos for air, soil and rock temperature monitoring. The loggers are single-channel 8 bit devices with 2K EEPROM memory that allows the registration of 1800 temperature records at user-defined intervals. Temperatures are measured by NTC100 thermistors. Data is transferred from the loggers into a portable computer using the RS-232 cable.

The detailed procedures for the construction of the three types of device are described in the poster. The air temperature apparatus is constructed using PVC tubing and protecting cases and is designed for the measurement of air temperatures 130 cm above the ground. The soil temperature monitoring apparatus measures temperatures at 1, 5, 10 and 20 cm depth and is based in 4 data loggers protected from moisture and dust in an IP68 case. The rock temperature measuring system is similar to the latter but the sensors are installed in the interior of the rock and isolated using silicon glue.

Results

The Tiny Talk II® based systems prove very appropriate for use in rough environmental conditions, particularly in mountain areas. They were successfully tested by the authors in the Antarctic, Pyrenees, Sierra Nevada and recently in the Serra da Estrela.

The results from the installation of 25 data loggers in the winter of 1999-2000 in the Serra da Estrela support the efficiency of the adopted design. In these campaign 9 stations for air temperature, 2 stations for soil temperature (4-depth sensors) and 2 stations for rock temperature (4-depth sensors) were used with a 2-hour sampling interval. From these, only one of the data loggers experienced problems during a two-week period, the equivalent to *ca.* 0.5% of the total data collected.

THE THERMAL COMFORT IN THE GREEN SPACE OF LISBON: THE GARDENS OF THE GULBENKIAN FOUNDATION

Henrique Andrade

SUMMARY

Introduction

The urban green spaces have important functions of improvement of the environmental quality. Under the climatic point of view, it has the positive influence on the urban thermal comfort. However, this influence was studied few times (a study in Lisbon it was carried through by Alcoforado 1996). This work aimed to analyse the influence of the green space (the Garden of the Gulbenkian Foundation, near the centre of Lisbon) on the urban thermal comfort, and to know the microclimatic differentiation of the garden in function of the type of vegetation, topography, buildings, etc.

Methods

The traditional studies about the thermal comfort use empirical indices (as the Wind-Chill or the Effective Temperature). Many critiques are made to these indices, because of its deficient theoretical and physiological basis, and because of not taking into consideration all of the relevant variables to the thermal comfort (being frequently ignored the radiative fluxes and the personal variables, as the clothing and the physical activity). The more recent works about this subject have been based on the modelling of the energy balance of the human body (Mayer 1993; Höppe 1993; Parsons 1993; Błażejczyk and Krawczyk 1994). In this work the other, comfort index was used: Physiological Equivalent Temperature (PET - Mayer and Höppe 1987; Höppe 1993, 1999) that has been got through the modelling of the energy balance of the human body, from the air temperature, the mean radiation temperature (T_{mrt}), the vapour pressure and the wind speed, assuming a production of internal heat of 80 W/m^2 and clothing equivalent to 0.9 clo. The mean radiant temperature was obtained by direct measurements, with a piranometer and a pirgeometer (VDI, 1988). This method that integrates radiant fluxes is very suitable to works in urban areas, because of the importance of short wave reflection and long wave emission by the walls of buildings.

In this work, they had been made five campaigns of measurements of air temperature and humidity, wind speed and solar and long wave radiation, on diverse points of the garden and in the near streets, between December 1998 and February 1999. The measurements had been made during the afternoon, next to the hour of occurrence of the maximum temperature (period of bigger frequency of the garden), on days with anticyclonic conditions, with cloudless skies and very weak wind. These kind of daytime meteorological conditions occurred at about 15 % of the winter days.

Results and discussion

With direct radiation, there was strong positive differences between air temperature and physiologic temperature (the highest difference was 27°C), what demonstrates the importance of solar

radiation to human thermal comfort, by daytime and with cloudless skies. With these conditions, air temperature is a very insufficient parameter to evaluate thermal comfort.

The strongest spatial difference in PET, in one measurement campaign, was of 29°C, while the biggest air temperature difference was only 3°C. That differences are due, obviously, to the fact of the measurement place to be or not directly exposed to the sun. The shade factor is, therefore, the most important to control thermal comfort. Wind speed had a lesser importance, in those days, because they had been days with very weak wind. However wind of only 1 m/s can make lower the physiologic temperature in 3°C, what is significant, especially to low temperatures. Air humidity was not important in the studied conditions.

In the measurements made in streets, the value of mean radiant temperature and PET had been higher than in the garden, when the solar conditions were the same. The reason for that was the highest long wave radiation and reflection of short wave radiation from the walls. Shade conditions are more frequent in the streets than in the garden that has large grass fields.

The measurements had been conducted in winter, when air temperatures varied from 14°C to 20°C, but the values of PET, under direct solar radiation, reached 40°C. It was much above the "comfort zone" defined by Mayer and Matzarakis (1997) between 18° and 23°C that is valid for people with clothing equivalent about 0.9 clo. It must be mentioned that in winter many people is dressed with more heavy cloths, what implies the highest heat stress. In the same moment, under shade conditions and with a weak wind, the values of PET can correspond to cool conditions. This indicates the importance of microclimatic diversity in gardens, with areas with and without shade, that allows a displacement of people (mainly old people and children) to the places with the more comfortable conditions.

References

- Alcoforado M. J., 1996, *Comparaison des ambiances bioclimatiques estivales d'espaces verts de Lisbonne*. Publ. Assoc. Intern. Climat., 9, 273-280.
- Błażejczyk K., Krawczyk B., 1994, *Bioclimatic research of the human heat balance*. Polish Academy of Sciences, Warszawa.
- Höppe P., 1993, *Heat Balance Modelling*. *Experientia*, 49, 9, 741-747.
- Höppe P., 1999, *The physiological equivalent temperature - a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment*, 43,2,71-75.
- Mayer H., 1993, *Urban Bioclimatology*. *Experientia*, 49, 957-963.
- Mayer H., Höppe P., 1987, *Thermal comfort on man in different urban environments*. *Theor. Appl. Climat.*, 38, 43-49.
- Mayer H., Matzarakis A., 1997, *The urban heat island seen from the angle of human-biometeorology*. *Proc. Intern. Sympos. Monit. Urban Heat Island, Fujisawa (Japan) - Keio Univ.*, 84-95.
- Parsons K. C., 1993, *Human thermal environments*. Taylor & Francis, London.
- VDI 3787, 1988, *Environmental Meteorology, Methods for the human-biometeorological evaluation of climate and air quality for urban and regional planning at regional level*. Dusseldorf, VDI-Verlag.

STOPIEŃ PRZESŁONIĘCIA HORYZONTU A NATĘŻENIE MIEJSKIEJ WYSPY CIEPŁA W ŁODZI

Krzysztof Fortuniak

Abstract: In the paper urban-rural thermal contrasts were examined for two urban sites in Łódź for the period 1997-1999. Both sites are located in the city center but differ in the degree of the horizon obstruction. In the case of the well developed urban heat island in the night there are no qualitative differences between sites. Differences in the diurnal course of the urban-rural contrasts manifest during the day due to a different solar heating of the stations.

Key words: urban heat island, Łódź, microclimate.

Wstęp

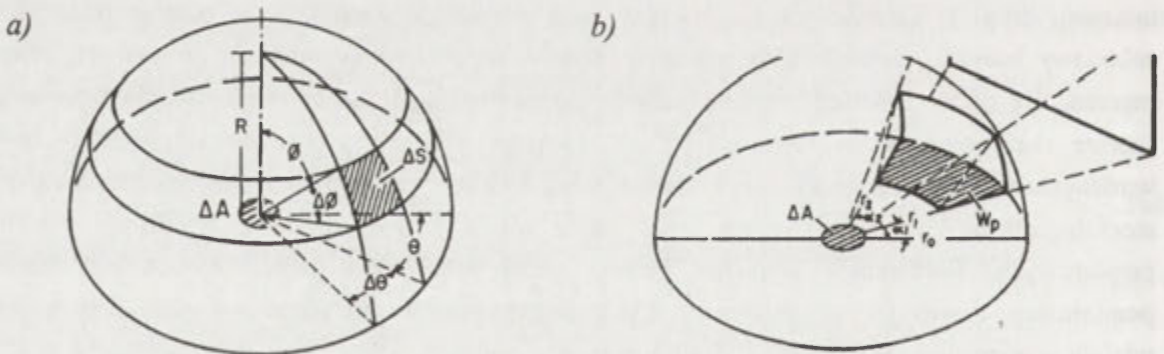
Zjawisko miejskiej wyspy ciepła (UHI – urban heat island) należy do najlepiej poznanych cech klimatu miast. Zjawisko to analizowano w wielu aspektach obejmujących między innymi pionowe charakterystyki temperatury nad miastem, przestrzenny rozkład UHI czy natężenie kontrastów termicznych między miastem a terenami zamieszkimi. Ostatnia z wymienionych charakterystyk jest wyjątkowo często opisywana w literaturze przedmiotu, głównie ze względu na stosunkowo prostą metodykę badań. Jako miarę natężenia UHI przyjmuje się najczęściej różnicę temperatury między dwoma posterunkami pomiarowymi, z których jeden zlokalizowany jest za miastem, drugi w centrum miasta. Niestety duża zmienność warunków w obrębie intensywnej zabudowy miejskiej powoduje, że wyniki pomiarów na posterunku miejskim w znacznej mierze reprezentują cechy mikroklimatyczne miejsca pomiarowego, a nie wartości średnie typowe dla szerszej skali przestrzennej (rzędu 10^2 - 10^3 m). Stwarza to problemy z porównaniem wyników badań w różnych miastach. Zaobserwowane różnice mogą być bowiem wynikiem nie tylko różnych cech morfologicznych wybranych miast, lecz także różnic wynikających z lokalizacji punktów pomiarowych. Porównanie wyników ułatwia szczegółowy opis najbliższej okolicy miejsca pomiarowego zawierający np. informację o stopniu zabudowy terenu, średniej wysokości budynków, udziale powierzchni sztucznych i rodzaju materiałów budowlanych, stopniu pokrycia terenu zielenią miejską i typie zieleni (wysoka/niska), intensywności ruchu ulicznego czy rodzajach systemów grzewczych. Opisy takie dostarczają cennych informacji, są jednak trudne do wykorzystania w syntetycznych porównaniach. Nieco łatwiejsze w analizie są kompleksowe charakterystyki liczbowe determinujące strumienie energii, jak np. współczynnik szorstkości w okolicy miejsca pomiarowego czy stopień przesłonięcia horyzontu.

Celem podjętego opracowania jest porównanie charakterystycznych cech intensywności miejskiej wyspy ciepła w zależności od stopnia przesłonięcia horyzontu. Dwie miejskie stacje pomiarowe znajdują się w centrum Łodzi, w stosunkowo niewielkiej odległości od siebie. Użyty w opracowaniu stopień przesłonięcia horyzontu uwzględnia jedynie geometryczne cechy miejsca pomiarowego. Ze względu na fakt, iż geometria ta w dużej mierze determinuje bilans radiacyjny oraz w pewnym stopniu wpływa również na turbulencyjne strumienie energii (związek ze współczynnikiem szorstkości), użyte charakterystyki wydają się istotną miarą zróżnicowania warunków mikroklimatycznych (Oke 1981).

Współczynnik przesłonięcia horyzontu

Cechy geometryczne miejsca pomiarowego mogą być badane i opisywane na wiele sposobów. Do najczęściej stosowanych metod poglądowych należą wykresy przesłonięcia horyzontu, mierzonego za pomocą teodolitu oraz dające podobne rezultaty, zdjęcia obiektywem typu „rybie-oko” skierowanym do punktu zenitalnego. Pośród metod liczbowych najczęściej używany jest współczynnik odsłonięcia horyzontu oraz stosunek wysokości budynków do szerokości ulic. W niniejszym opracowaniu wykresy przesłonięcia horyzontu sporządzono na podstawie pomiarów teodolitowych wykonanych w bezpośrednim sąsiedztwie klatek meteorologicznych. Wykorzystując tak otrzymane dane obliczono współczynniki odsłonięcia horyzontu odpowiadające punktom pomiarowym. Współczynnik przesłonięcia horyzontu ψ_w definiowany jest jako część wyemitowanego przez pewien element powierzchni promieniowania, która została pochłonięta przez powierzchnie otaczające (Oke 1982). Jest to wielkość bezwymiarowa z przedziału 0 – 1, przy czym 0 oznacza zupełnie odkrytą powierzchnię a 1 całkowite przysłonięcie nieba. Częściej stosowany jest jednak *współczynnik odsłonięcia horyzontu* (ψ_s – sky view factor) mówiący, jaka część nieba jest widoczna z danego punktu (a w zasadzie jaka część wyemitowanego promieniowania nie została pochłonięta przez otaczające powierzchnie – ze względu na wpływ kąta emisji promieniowania nie jest to równoważne geometrycznej części pokrycia nieba):

$$\psi_s = 1 - \psi_w \quad (1)$$



Ryc. 1. Sposób określenia ilości energii docierającej do elementu powierzchni ΔA (a) i obliczenia współczynnika ψ_w (b) (za Johnson, Watson 1984)

Method of estimation of the energy absorbed by a surface element ΔA (a), and determination of ψ_w (b) (after Johnson, Watson 1984)

Jeżeli element powierzchni, ΔA , emituje promieniowanie o natężeniu L , to ilość energii pochłoniętej przez półsferyczny element powierzchni ΔS , o promieniu R (ryc. 1a) jest opisana wzorem (Johnson, Watson 1984):

$$L_{\Delta S} = \frac{L \cos \varphi}{\pi R^2} \cdot \Delta A \cdot \Delta S \quad (2)$$

Całkując powyższą zależność względem powierzchni zakrytej przez przeszkody S_w i przyjmując, że całkowita energia wypromieniowana przez element ΔA jest równa $L \cdot \Delta A$, otrzymujemy wzór na współczynnik przesłonięcia horyzontu:

$$\psi_w = \frac{1}{\pi R^2} \int_{S_w} \cos \varphi dS \quad (3)$$

Do obliczenia ψ_w dla dowolnego punktu można wykorzystać kołowy wykres przesłonięcia horyzontu uzyskany bądź ze zdjęcia typu „rybie oko”, bądź z pomiarów wykonanych teodolitem. Na wykresie tym (ryc. 1b) współrzędnym kątowym $\{\varphi, \alpha\}$ odpowiadają współrzędne biegunowe $\{r, \alpha\}$ (α – azymut). Dla koła o promieniu R dla którego $\varphi = \pi r/2R$, $dS = R \sin \varphi d\varphi d\alpha$ otrzymujemy (Steyn 1980):

$$\psi_w = \frac{1}{\pi R^2} \int_{S_w} \cos \varphi dS = \frac{1}{2R} \int_{S_w} \sin \left(\frac{\pi r}{2R} \right) \cos \left(\frac{\pi r}{2R} \right) dr d\alpha \quad (4)$$

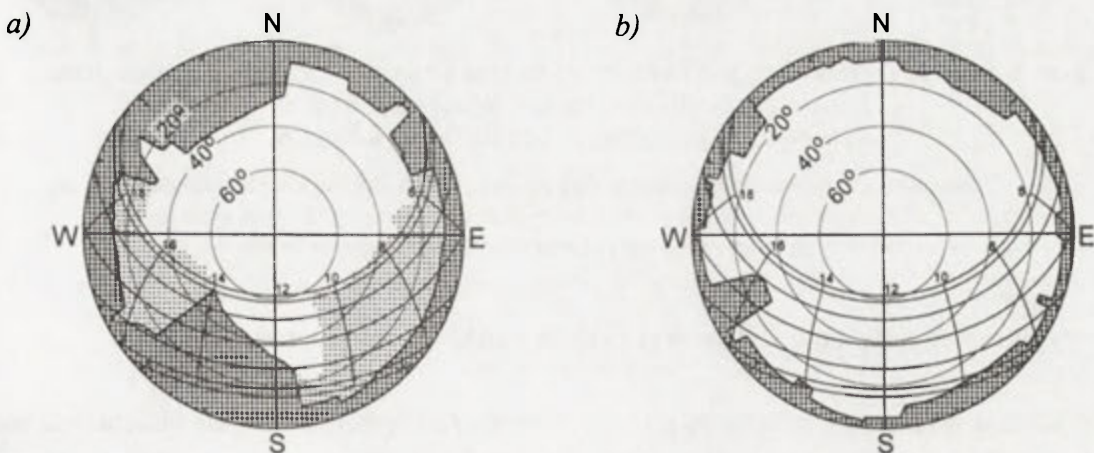
Jeżeli pomiary wykonamy co 1 stopień ($d\alpha = 2\pi/360, dr = 1, R=90$) to wzór (4) przyjmie postać sumy:

$$\psi_w = \frac{\pi}{360R} \sum_{k=1}^{360} \sum_{i=r_i(k)}^R \sin \left[\frac{\pi(i-0.5)}{2R} \right] \cos \left[\frac{\pi(i-0.5)}{2R} \right] \quad (5)$$

gdzie $r_i(k)$ oznacza wysokość przeszkody (w stopniach) dla azymutu k . Współczynnik odświeżenia horyzontu, ψ_s , łatwo następnie obliczyć z relacji (1).

Charakterystyka punktów pomiarowych i danych wykorzystanych w opracowaniu

W opracowaniu wykorzystano wyniki pomiarów meteorologicznych z trzech posterunków meteorologicznych w Łodzi: stacja IMGW na Lublinku, Miejska Stacja Meteorologiczna (MSM) oraz posterunek przy ul. Lipowej (budynek Instytutu Geografii Fizycznej UŁ). Pierwsza z wymienionych pełni rolę stacji zamiejskiej i zlokalizowana jest na lotnisku Łódź - Lublink położonym na południowo-zachodnich krańcach Łodzi.

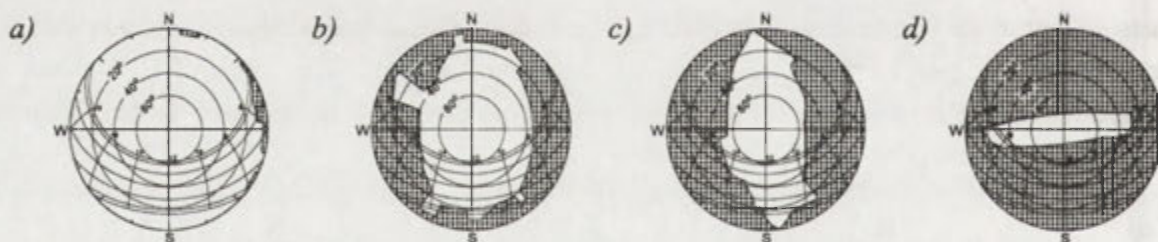


Ryc. 2. Stopień przesłonięcia horyzontu na dwóch miejskich punktach pomiarowych: a) ul. Lipowa, b) MSM
Degree of the horizon obstruction at two urban sites: a) Lipowa street, b) MSM

Dwie pozostałe to stacje miejskie. Posterunek MSM usytuowany jest na stosunkowo dużym placu w centrum Łodzi, przy stacji kolejowej Łódź-Fabryczna. Sama stacja meteorologiczna znajduje

się na trawniku, lecz teren wokół pokryty jest w większości asfaltem i płytami chodnikowymi. Drugi z posterunków miejskich reprezentuje warunki typowe dla obrzeży starego centrum Łodzi. Zlokalizowany jest na trawniku, przy małym parkingu, przed budynkiem IGF. Z wyjątkiem północno-wschodniego sektora punkt ten otoczony jest przez czteropiętrowe budynki. Ponadto w odległości kilku metrów od klatki rośnie wysokie, kilkunastometrowe drzewo. Chociaż oba punkty pomiarowe znajdują się w centrum Łodzi, cechuje je odmienny stopień przesłonięcia horyzontu (ryc. 2). W przypadku MSM współczynnik odsłonięcia horyzontu liczony ze wzoru (1) wynosi $\psi_s=0,969$. Na posterunku przy ul. Lipowej, ze względu na okoliczne drzewa, wartość ψ_s jest trudniejsza do oszacowania i waha się w granicach od ok. 0,849 zimą do ok. 0,662 w lecie. Dla porównania na Lublinku, gdzie jedynie na północnym-wschodzie budynki stacji w niewielkim stopniu przesłaniają horyzont, $\psi_s=0,998$, podczas gdy w centrum starej zabudowy, w podwórku przy ul. Piotrkowskiej 109 wartość ta wynosi jedynie $\psi_s=0,235$. Współczynnik odsłonięcia horyzontu liczony dla środka ulicy Piotrkowskiej jest już znacznie większy, $\psi_s=0,608$, a na osiedlu mieszkaniowym Widzew-Wschód (przykładowa wartość na skwerze otoczonym przez cztero i jedenastopiętrowe bloki mieszkalne), osiąga $\psi_s=0,793$ (ryc. 3).

Dane temperatury wykorzystane w niniejszym opracowaniu obejmują lata 1997-1999. Pomiary wykonywano sondami HMP35 (Vaisala) umieszczonymi w standardowych klatkach meteorologicznych na wysokości 2 m nad poziomem gruntu. Sondy podłączone były do rejestratorów 21X lub CR10 (Campbell Scientific). Automatyzacja pomiarów pozwalała na zapisywanie wartości temperatury z dziesięciominutową częstotliwością. Dzięki temu możliwe stało się zbadanie nie tylko ekstremalnych wartości natężenia miejskiej wyspy ciepła, lecz również poznanie dynamiki tego zjawiska w różnych warunkach pogodowych.



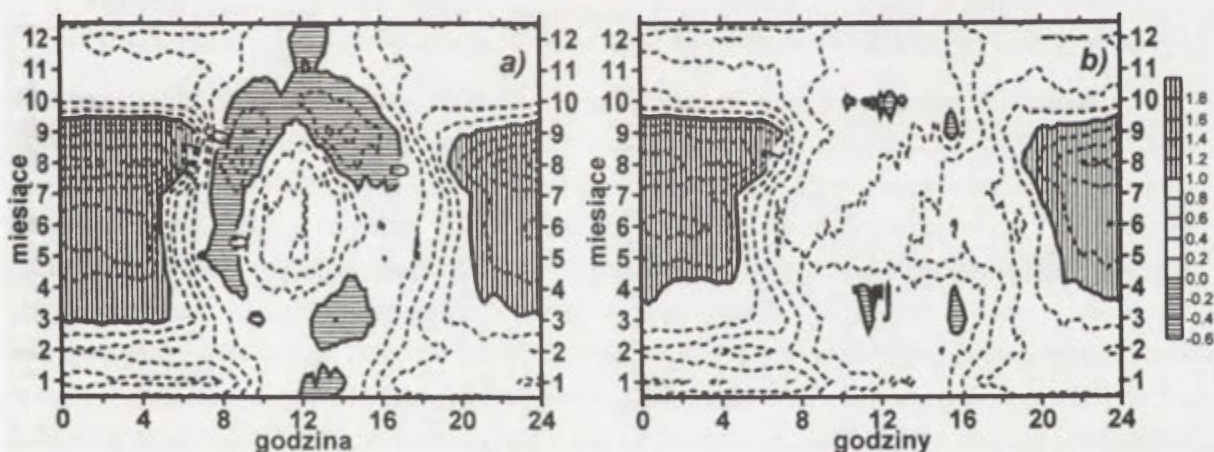
Ryc. 3. Przykłady przesłonięcia horyzontu w różnych typach zabudowy: a) stacja meteorologiczna Łódź Lublinek, b) osiedle mieszkaniowe Widzew, c) środek ul. Piotrkowskiej, d) podwórko starej kamienicy przy ul. Piotrkowskiej 109.

Examples of a degree of the horizon obstruction: a) Łódź Lublinek meteorological station, b) housing estate Widzew – blocks of flats, c) midpoint of Piotrkowska street, d) court of the old apartment house at Piotrkowska 109.

Dobowy przebieg natężenia UHI w wybranych punktach pomiarowych

Kontrasty termiczne między miastem a terenem zamiejskim należą do obliczanych cech klimatu lokalnego. Nie są one duże w przypadku wartości średnich miesięcznych czy rocznych obliczonych dla poszczególnych godzin doby. Nawet dla godzin nocnych, kiedy natężenie miejskiej wyspy ciepła przyjmuje największe wartości, średnie miesięczne różnice temperatury między stacją Lublinek a miejskimi posterunkami pomiarowymi jedynie latem przekraczają 1 deg (ryc. 4). Największe średnie wartości natężenia UHI występują w sierpniu, głównie ze względu na stosunkowo

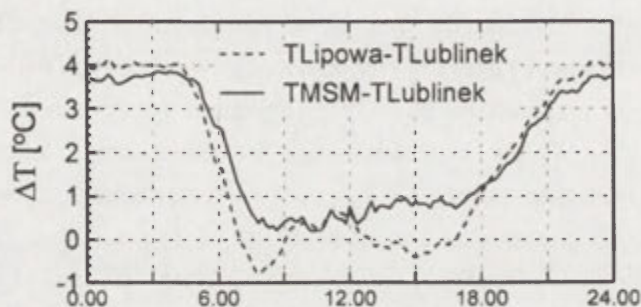
dużą liczbę pogodnych dni i nocy w tym miesiącu. Jednak nawet w tym przypadku nie przekraczają one 2 deg. Przedstawione na rycinie 4 izalotermie ukazują generalnie podobny średni bieg dobowy różnicy temperatury na obu miejskich punktach pomiarowych. Pewne różnice dają się jednak zauważyć, głównie w miesiącach letnich. W nocy na obu stacjach obserwuje się stosunkowo dobrze rozwiniętą miejską wyspę ciepła. Rozbudowuje się ona począwszy od późnych godzin wieczornych aż do godziny 22-24 i w tym stanie utrzymuje się aż do szybkiego zaniku po wschodzie Słońca. Ze względu na mniejszą wartość ψ , ograniczającą nocne wypromieniowanie energii, na posterunku przy ul. Lipowej różnica temperatury przyjmuje nieco większe wartości (o ok. 0,2 deg więcej niż na MSM). W ciągu dnia przebiegi różnic temperatury $\Delta T_{\text{MSM-Lub}}$ i $\Delta T_{\text{Lip-Lub}}$ zdecydowanie różnią się między sobą. W przypadku MSM sporadycznie obserwuje się ujemne wartości $\Delta T_{\text{MSM-Lub}}$ (różnica temperatury między MSM a Lublinkiem). Jedynie w miesiącach wiosennych (marzec, kwiecień) i jesiennych (wrzesień, październik) około południa, a następnie około godz. 16, $\Delta T_{\text{MSM-Lub}}$ przyjmuje ujemne wartości. W drugim przypadku odpowiada to dokładnie godzinie przestąpienia Słońca przez pobliski budynek (ryc. 2b). Wpływ bezpośredniego promieniowania słonecznego na kontrasty termiczne miasto – teren zamiejski, zaznacza się wyraźnie w przypadku posterunku przy ul. Lipowej. W godzinach porannych, kiedy stacja na Lublinku jest już w słońcu, skwer przed budynkiem IGF znajduje się jeszcze w cieniu. Prowadzi to do ujemnych różnic $\Delta T_{\text{Lip-Lub}}$. Latem, w południe, ze względu na słabe przewietrzanie i słabą wymianę turbulencyjną ciepła, stanowisko to cechuje się wyższymi wartościami temperatury. Dzienny przebieg izoterm przy ul. Lipowej dobrze koresponduje z przedstawionymi na rycinie 2a ścieżkami Słońca.



Ryc. 4 Średnie wartości różnicy temperatury (ΔT deg) między stacjami miejskimi a zamiejską w poszczególnych godzinach w biegu rocznym: a) Lipowa – Lublinek, b) MSM – Lublinek. Lata 1997-1999
Average hourly urban-rural temperature differences (ΔT deg) as a function of month and local time calculated for two urban stations: a) Lipowa – Lublinek, b) MSM – Lublinek. Period 1997-1999

Powyższe prawidłowości stają się bardziej widoczne w dniach cechujących się sprzyjającymi powstaniu wyspy ciepła warunkami meteorologicznymi. Rycina 5 przedstawia dobowy przebieg różnicy temperatury między dwoma posterunkami miejskimi (T_u) a stacją na Lublinku (ΔT_{u-Lub}) w pogodne dni (wartości średnie z 13 sierpniowych dni). Natężenie miejskiej wyspy ciepła wykazuje w tym wypadku typowy bieg dobowy. W nocy, przy dobrze rozwiniętej miejskiej wyspie ciepła obserwuje się największe wartości różnicy temperatury między stacjami zamiejskimi a stacją miejską (rzędu 4 deg), a różnice temperatury w samym mieście są niewielkie. Po wschodzie słońca następuje

szybka redukcja kontrastów termicznych miasto – teren zamiejski. Miejska wyspa ciepła zanika, a różnice temperatury osiągają minimum. Jednakże w przypadku MSM, przez cały dzień obserwuje się wyższą temperaturę niż notowaną w Lublinku. Natomiast posterunek przy ul. Lipowej rano jest chłodniejszy od Lublinka po czym, przed południem, osiąga temperaturę zbliżoną do MSM. Po południu gdy MSM jest o ok. 1 deg cieplejszy od Lublinka, znajdujący się w cieniu posterunek przy Lipowej jest nieco chłodniejszy od stacji zamiejskiej. Przebieg $\Delta T_{Lip-Lub}$ w ciągu dnia wyraźnie nawiązuje do zmian nasłonecznienia punktu pomiarowego, podczas gdy na MSM obserwuje się niewielki, lecz jednostajny wzrost $\Delta T_{MSM-Lub}$ od porannego minimum aż do wieczora kiedy to UHI zaczyna się intensywnie rozbudowywać.



Ryc. 5. Różnice temperatury powietrza między miejskimi posterunkami pomiarowymi (MSM i ul. Lipowa) a stacją Łódź-Lublinek – wartości średnie z 13 pogodnych sierpniowych dni wybranych z lat 1997-1999
Temperature differences between urban sites (MSM and Lipowa) and Łódź-Lublinek meteorological station – averages from 13 days with fair weather for August selected for years 1997-1999

Wartości średnie niewiele mówią o ekstremalnych różnicach temperatury między centrum Łodzi a Lublinkiem. Więcej informacji można uzyskać z analizy częstości występowania różnic temperatury w jednostopniowych przedziałach temperatury dla poszczególnych godzin (tab. 1). Typowe wartości natężenia dobrze rozwiniętej miejskiej wyspy ciepła to 4-6 deg latem i 3-4 deg zimą. Z drugiej strony, noce z wyjątkowo intensywną UHI często zdarzają się właśnie zimą. Widoczny w tabeli 1 przypadek ekstremalnych kontrastów termicznych miasto – teren zamiejski, kiedy temperatura na MSM była aż o 8,7 deg, a na posterunku przy ul. Lipowej aż o 9,5 deg wyższa niż na Lublinku, dotyczy nocy z 10 na 11 lutego 1999 r. Przypadek ten jest wynikiem wyjątkowo sprzyjającej sytuacji adwekcji zimna i wychłodzenia radiacyjnego. Choć warunki takie prowadzą do ekstremalnie dużych kontrastów termicznych (Kłysik, Fortuniak 1999) zdarzają się one rzadko, dlatego natężenie UHI wtedy obserwowane trudno uznać za typowe dla pogodnych bezwietrznych nocy. W skali roku (liczone wszystkie godziny z lat 1997-1999) posterunek przy ul. Lipowej jest cieplejszy od Lublinka w 77% przypadków, podczas gdy MSM w 74%. Udział procentowy zmienia się w biegu dobowym i tak, w godzinach nocnych na ul. Lipowej jest cieplej niż za miastem w ok. 90% przypadków. Dla MSM wartość ta wynosi ok. 80%. W ciągu dnia na Lipowej widać wyraźnie minima poranne i wieczorne (ok. 55% przypadków) przedzielone około-południowym maksimum (ok. 70%). Rytm ten jest szczególnie wyraźny w miesiącach letnich (ryc. 6) kiedy to na Lipowej, w nocy obserwuje się ponad 95% przypadków $\Delta T_{Lip-Lub} > 0$, a w dzień wyraźne fluktuacje od 40% rano do ponad 80% w południe i 55% po południu. Na MSM obserwuje się jedno minimum częstości $\Delta T_{MSM-Lub} > 0$ w ciągu dnia sięgające przed południem 60% przypadków (w skali roku). Zmienność sezonowa jest w przypadku MSM niewielka. Minimum częstości $\Delta T_{MSM-Lub} > 0$ jedynie przesuwają się

z godzin przedpołudniowych latem na wczesne popołudnie zimą. Ponadto w nocy częstości $\Delta T_{MSM-Lub} > 0$ są w chłodnej porze roku nieco wyższe (ok. 90% przypadków). Rezultaty te wykazują, że w większości przypadków miasto jest cieplejsze od terenów zamiejskich, nawet w godzinach, w których miejska wyspa ciepła praktycznie nie występuje. Jedynie w miesiącach letnich, rano, po wschodzie słońca, stacja znajdująca się wtedy w cieniu jest w ok. 60% przypadków chłodniejsza od terenów zamiejskich. Zimą obie miejskie stacje są najczęściej cieplejsze od Lublinka. Przy czym w nocy procentowy udział przypadków z $\Delta T_{Lip-Lub} > 0$ wynosi dla ul. Lipowej 80-90%, a w dzień ok. 60%. Odpowiednie wartości dla MSM to 70-80% w nocy i 60% w dzień.

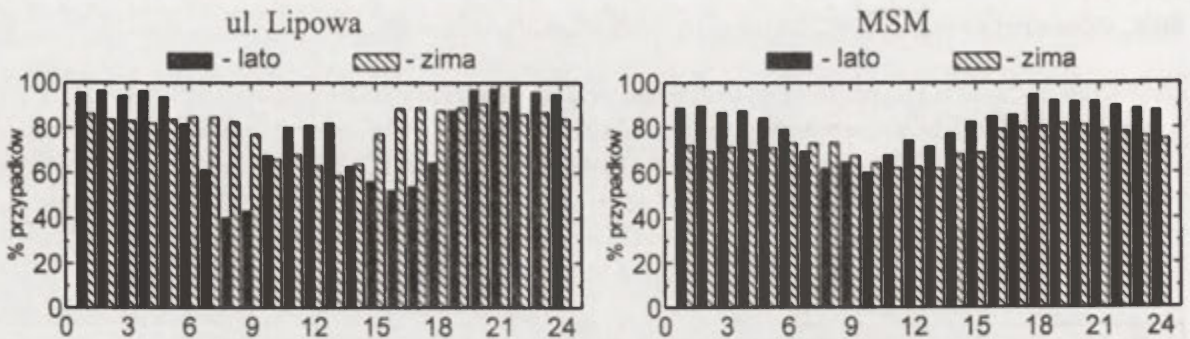
Tab. 1. Częstość przypadków (%) wystąpienia różnicy temperatury pomiędzy stacjami miejskimi: Lipowa i MSM (ΔT_u) a stacją pozamiejską (Łódź Lublinek) dla jednostopniowych przedziałów temperatury w poszczególnych godzinach doby. Lata 1997-1999

Frequency of cases of temperature differences between urban sites: Lipowa and MSM (ΔT_u) and suburban meteorological station (Łódź Lublinek) in one-degree temperature intervals during 24 hours. Period 1997-1999

godzina	ul. Lipowa										MSM														
	przedział temperatury [deg]										przedział temperatury [deg]														
	-4 +3	-3 +2	-2 +1	-1 +0	0 +1	1 +2	2 +3	3 +4	4 +5	5 +6	6 +7	7 +8	8 +9	9 +10	-3 +2	-2 +1	-1 +0	0 +1	1 +2	2 +3	3 +4	4 +5	5 +6	6 +7	7 +8
1	.	.	.	9.0	48.2	24.4	12.	3.7	1.6	0.5	0.1	0.1	.	0.2	17.2	40.8	22.3	13.0	4.7	1.5	0.2	.	0.1	.	.
2	.	.	.	9.7	49.9	22.6	11.	4.2	1.1	0.9	0.2	0.1	.	0.3	18.3	43.0	19.9	10.9	5.4	1.6	0.6	0.1	.	.	.
3	.	.	.	10.9	49.3	21.7	11.	3.9	1.6	0.8	.	0.1	.	0.3	19.1	42.9	19.6	10.8	4.9	2.3	.	0.1	.	.	.
4	.	.	0.1	10.6	49.8	21.9	11.	3.4	2.3	0.8	0.1	.	.	0.4	19.0	42.9	19.8	10.5	5.2	1.8	0.3	0.1	.	.	.
5	.	.	.	10.7	54.7	20.3	8.	2.8	1.6	0.9	0.2	.	.	0.3	19.2	47.6	19.3	7.7	3.8	1.6	0.4
6	.	.	0.3	14.2	60.1	16.6	5.	1.6	0.9	0.5	0.4	.	.	0.4	21.3	53.4	15.1	5.7	2.2	1.2	0.7	0.1	.	.	.
7	.	.	0.7	25.0	61.0	8.8	2.	0.7	0.7	0.3	.	.	.	0.6	26.0	55.9	11.4	3.6	1.4	0.6	0.4	0.2	.	.	.
8	.	0.1	2.2	38.4	52.3	4.7	1.	0.6	0.3	0.7	32.4	55.7	8.8	1.6	0.5	0.2	0.2
9	.	0.1	4.1	41.6	50.0	3.4	0.	0.1	0.1	1.3	34.3	58.1	5.2	0.9	0.2
10	.	.	2.7	38.3	54.5	4.3	0.	1.4	38.8	55.6	3.3	0.8	0.1
11	.	.	1.6	30.2	62.1	6.1	.	0.1	0.2	1.1	38.3	54.6	5.5	0.2	0.1
12	.	0.1	2.1	31.8	57.4	7.7	0.	0.1	0.2	1.5	35.7	57.0	5.1	0.3	.	0.1
13	.	.	4.0	35.8	53.9	5.6	0.	0.1	0.1	1.4	35.5	57.2	5.2	0.4	0.2
14	.	0.2	5.6	40.1	51.1	2.7	0.	0.1	1.3	31.2	60.9	6.4	0.3
15	.	.	3.4	38.6	55.2	2.6	0.	0.7	28.7	62.7	7.9	0.1
16	0.1	.	1.5	32.9	61.0	4.0	0.	0.1	0.2	0.5	24.2	66.9	7.7	0.4	0.1
17	.	.	0.6	27.2	63.8	7.5	0.	0.4	18.0	68.5	12.3	0.9
18	.	.	0.3	18.7	66.7	13.5	0.	0.2	0.1	12.1	68.1	17.6	1.9	0.2
19	.	.	0.1	9.8	67.2	20.7	2.	.	0.1	0.1	12.3	57.9	24.3	4.8	0.4	0.2
20	.	.	.	6.9	58.8	28.7	5.	0.1	.	0.1	.	.	.	0.1	13.0	50.8	25.1	9.5	1.3	.	0.1
21	.	.	.	8.2	52.9	28.7	8.	1.4	0.2	.	0.1	.	.	0.1	14.0	47.3	24.1	10.9	3.3	0.2	.	0.1	.	.	.
22	.	.	.	8.3	49.6	27.6	12.	1.9	0.2	0.2	.	0.1	.	0.1	15.0	43.5	23.2	13.2	4.3	0.7	.	.	0.1	.	.
23	.	.	.	8.6	49.5	25.7	11.	3.1	0.8	0.3	.	.	0.1	0.2	15.8	43.8	21.5	12.8	4.6	1.2	0.1	.	.	0.1	.
24	.	.	.	10.1	48.7	23.7	12.	2.9	1.2	0.6	0.1	.	0.1	.	17.5	40.7	22.0	13.3	4.4	1.7	0.3	.	.	0.1	.

Na szczególną uwagę zasługują przypadki dużych różnic temperatury między Lublinkiem a miejskimi punktami pomiarowymi. Dodatkowo różnice ΔT_{u-Lub} , rzędu kilku stopni, pojawiające się

w nocy dotyczą typowego zjawiska miejskiej wyspy ciepła, które jak już wspomniano, przejawia się podobnie na obu posterunkach pomiarowych. Latem, zarówno na MSM, jak i na ul. Lipowej nocy z $\Delta T_{u-Lub} > 2$ deg stanowią ok. 30-35%. Zimą udział ten zmniejsza się do jedynie 5-7% z pewnym uprzywilejowaniem MSM w późnych godzinach wieczornych (19-23). Mniejsza liczba nocy z dobrze rozwiniętą UHI jest w dużej mierze wynikiem mniejszej liczby pogodnych nocy w okresie zimowym, nie zaś sezonowych różnic w przebiegu wychładzania.

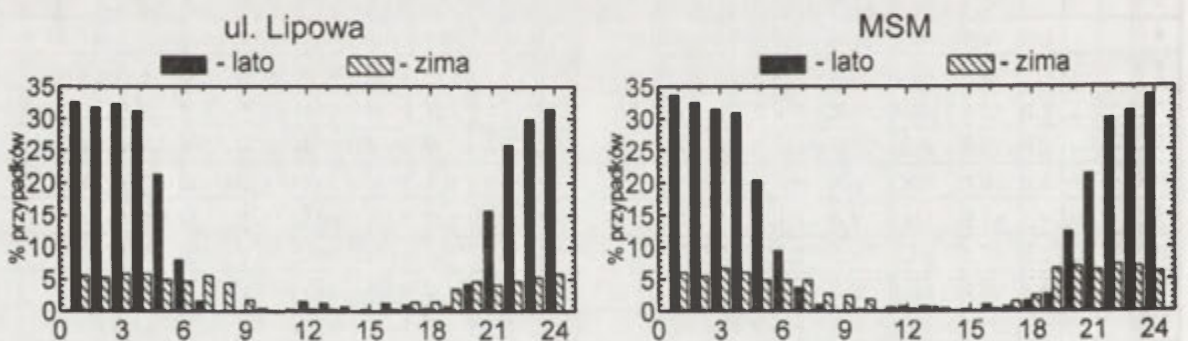


Ryc. 6. Częstość występowania dodatnich różnic temperatury między postaciami miejskimi w Łodzi (ΔT_u) a stacją Łódź Lublinek ($\Delta T_{Lip-Lub}$, $\Delta T_{MSM-Lub} > 0$ deg) w kolejnych godzinach doby.

Sezon „zimowy” (miesiące: XI, XII, I, II) i „letni” (miesiące: V, VI, VII, VIII). Lata 1997-1999

Daily course of the frequency of a positive urban-rural temperature differences between urban sites (MSM and Lipowa) and Łódź Lublinek meteorological station ($\Delta T_{Lip-Lub}$, $\Delta T_{MSM-Lub} > 0$ deg).

“Winter” (months: XI, XII, I, II) and “Summer” (months: V, VI, VII, VIII) seasons. Period 1997-1999



Ryc. 7. Częstość występowania różnic temperatury między postaciami miejskimi w Łodzi (ΔT_u) a stacją Łódź Lublinek, większych niż 2 deg ($\Delta T_{u-Lub} > 2$ deg) w kolejnych godzinach doby. Sezon

„zimowy” (miesiące: XI, XII, I, II) i „letni” (miesiące: V, VI, VII, VIII). Lata 1997-1999

Daily course of the frequency of the urban-rural temperature differences between urban sites (MSM and Lipowa) and Łódź-Lublinek meteorological station greater than 2°C ($\Delta T_{u-Lub} > 2^\circ\text{C}$). “Winter” (months: XI, XII, I, II) and “Summer” (months: V, VI, VII, VIII) seasons. Period 1997-1999

Osobnego uzasadnienia wymagają duże różnice temperatury ($\Delta T_{u-Lub} > 2$ deg) pojawiające się w ciągu dnia (ryc. 7). Latem zjawisko to wynika najczęściej z radiacyjnego nagrzewania się miasta przy słabym wietrze. Zimą związane jest ono przeważnie z adwekcją chłodu. Na uwagę zasługują również duże ujemne wartości ΔT_{u-Lub} (tab. 1). W tym wypadku, oprócz wspomnianych już różnic w przebiegu nagrzewania się punktów pomiarowych przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne oraz adwekcji ciepła, uwzględnić należy opóźnienie czasowe powstające przy przemieszczaniu się frontów atmosferycznych, komórek konwekcyjnych, burz itp. Zjawiska te mogą spowodować gwałtowny spadek temperatury na jednej ze stacji co prowadzi do dużych, lecz krótkotrwałych różnic

temperatury. Choć efekty tego typu nie są związane ze zjawiskiem miejskiej wyspy ciepła należy je uwzględnić przy statystycznej analizie dużych zbiorów danych otrzymywanych z automatycznych posterunków pomiarowych.

Wnioski

Wyniki pomiarów kontrastów termicznych między miastem a terenem zamiejskim zależą od usytuowania punktu pomiarowego wewnątrz zabudowy miejskiej. Choć samo zjawisko miejskiej wyspy ciepła jest charakterystyczne dla całego miasta, cechy charakterystyczne dobowego przebiegu natężenia UHI w dowolnym miejscu zależą przede wszystkim od najbliższego otoczenia miejsca pomiarów. Różnice temperatury między stacjami miejskimi a terenem zamiejskim zależą od usytuowania i stopnia przesłonięcia horyzontu w mieście (odkryte place, kaniony uliczne, wnętrza gęstej zabudowy miejskiej). Wpływ bezpośredniego promieniowania słonecznego na warunki mikroklimatyczne punktu pomiarowego powinien być więc uwzględniony przy analizie zjawiska tzw. ujemnej czy negatywnej ($\Delta T_{u-Lub} < 0$ deg) miejskiej wyspy ciepła. W świetle powyższych wyników wnioskowanie na temat jej występowania bądź niewystępowania w danym mieście nie może być przeprowadzone na podstawie danych z jednego tylko punktu pomiarowego. Należy ponadto podkreślić, że ujemne różnice temperatury, jeśli w ogóle występują, są znacznie mniejsze od dodatnich różnic, które pojawiają się w ciągu nocy, w ramach miejskiej wyspy ciepła. Utrudniają jednak tworzenie statystycznego modelu dobowego przebiegu natężenia miejskiej wyspy ciepła, będącego wynikiem syntetycznej analizy pomiarów prowadzonych w różnych miastach na punktach usytuowanych wewnątrz tzw. miejskiej warstwy dachowej (urban canopy layer).

Pracę wykonano w ramach projektu badawczego Nr 6PO4E01017 finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 1999-2002.

Literatura

- Johnson G.T., Watson I.D., 1984, *The determination of view-factors in urban canyons*. J. Climate Appl. Meteor., 23, 329-335.
- Kłysik K., Fortuniak K., 1999, *Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland*. Atmospheric Environment, 33, 3885-3895.
- Oke T.R., 1981, *Canyon Geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations*. J. Climat., 1, 237-254.
- Oke T.R., 1982, *Boundary Layer Climates*. Methuen, London.
- Steyn D.G., 1980, *The calculation of view factors from fish-eye lens photographs*. Atmos. – Ocean, 18, 254-258.

DEGREE OF THE HORIZON OBSTRUCTION AND URBAN HEAT ISLAND INTENSITY IN ŁÓDŹ

Summary

Urban heat island (UHI) is the best known feature of the urban climate. Factors contributing UHI are complex and difficult to separate. However, it is well established that the surface geometry of a city belongs to the most important. The geometry influences at boundary - layer as well as at canopy heat island. In first case it amplifies magnitude of the average urban - rural thermal contrasts, in the second one, it produces subtle differences at measurement sites. The surface geometry may be analyzed in many ways. To the most common presentations belong: a plot of the obstruction of the horizon measured by a theodolite, fish-eye lens photographs looking up at the sky zenith point, or a numerical factors like sky-view factor or the height to width ratio. In this work the influence of the surface geometry around a measurement site in the city at the urban-rural temperature differences is presented.

The temperature data from three meteorological stations were used. Data were collected by automatic meteorological station every 10 minutes in years 1997-1999. The temperature sensors were located in a typical meteorological shield. The rural station (Lublinek) is located at the airport far from the city center at south - west outskirts of Łódź. The next two stations are in the city center. The first urban station (MSM) is located at the open square close to Łódź - Fabryczna railway station, the second one (Lipowa) at small lawn in the front of the University's building with a high degree of the horizon obstruction (Fig. 2). Degrees of the horizon obstruction for sites were measured with the aid of theodolite. Sky view factors were calculated according to the definition as a geometric ratio that expresses the fraction of the radiation output from one surface that is intercepted by another one (Oke, 1982) by modified Steyn's (1980) method. The sky-view factor at MSM is equal 0.969. At Lipowa it fluctuates from about 0.849 in winter to the 0.662 in summer because of close situated trees. The rural station has this parameter equal 0.998.

Comparison of diurnal courses of the urban-rural temperature differences shows that degree of the horizon obstruction influences mainly the differences during the sunlit hours (Fig. 4,5). In night the UHI is a little bit more intense for the Lipowa, but comparing MSM, differences are not very high. During the day MSM is usually warmer than Lublinek. Only in March and September this general view is disturbed by two spots of negative values in afternoon (16h) which correlate with obstruction of the horizon by a situated not too far high building. At Lipowa in the morning and afternoon a negative UHI is observed (mainly in summer). Around noon Lipowa is much warmer than MSM. The same diurnal course is characteristic for the frequency of the positive urban-rural thermal contrasts (Fig. 6). Higher urban-rural differences are mainly an attribute of the typical UHI developing during the night (Fig. 7). High contrasts in the day are a result of advection, passing fronts, thunderstorms, or other convective structures and decays very fast. Presented results suggest that diurnal course of the urban-rural temperature differences is affected by microclimatological features of the site of observations. Thus, any generalization about diurnal course of UHI could be done after a very precise analysis of the surrounding of a measurement point.

PIONOWA STRUKTURA TERMICZNA I PRĘDKOŚĆ PIONOWA POWIETRZA WARSTWY GRANICZNEJ ATMOSFERY (WGA) W WARUNKACH MIEJSKICH W ŚWIETLE REJESTRACJI SODAROWYCH

Jerzy L. Pyka, Jacek Piasecki, Piotr Ropuszyński, Andreas Pflitsch

Abstract: The paper presents some results of thermal structure and vertical air motion in the atmospheric boundary layer (ABL) in Wrocław and Mülheim an der Ruhr (Germany) based on acoustic sounding of atmosphere. This investigation is only the one part of a big research program on atmospheric thermal structure in the urban and natural environments.

Key words: atmospheric boundary layer (ABL), sodar, vertical motion of air.

Wstęp

Dane o parametrach i procesach zachodzących w warstwie granicznej atmosfery WGA (wymiana ciepła, wilgoci, pędu między podłożem i wyższymi warstwami, akumulacja i przepływ przez tę warstwę zanieczyszczeń antropogenicznych i naturalnych itp.) są konieczne w rozwiązywaniu podstawowych i praktycznych problemów fizyki atmosfery.

Wśród nowej aparatury stosowanej do badania atmosfery wyróżnia się urządzenia teledetekcyjne wykorzystujące fale elektromagnetyczne, radiowe i świetlne (radar, lidar) oraz fale dźwiękowe (sodar), które umożliwiają ciągłą rejestrację zjawisk bez ingerencji w środowisko mierzone. W sondownikach akustycznych (sodarach) stosowanych w badaniach WGA wykorzystana została właściwość rozpraszania dźwięku na występujących w atmosferze jej niejednorodnościach spowodowanych turbulencją powietrza (Singal 1997). Mimo ograniczonego zasięgu sondowania do 1 – 1,5 km, właściwości pomiarowe (częstotliwość sondowania co kilka sekund) oraz techniczne sodarów czynią z nich relatywnie tanie, skuteczne i wygodne narzędzie do badań tej warstwy. Sondaz akustyczny zapewnia możliwość badania zmienności struktury WGA w sposób ciągły, w odróżnieniu od innych metod (np. radiosondażu, pomiarów z balonów na uwięzi czy samolotów). Podobnie jak inne, pośrednie metody pomiarowe, wymaga on jednak porównania z rezultatami pomiarów konwencjonalnych.

Sodar stosowany jest w badaniach WGA od około 20-25 lat. W Polsce prace koncepcyjne i konstrukcyjne przy sodarach prowadzone były od lat 70. w Zakładzie Teledetekcji Atmosfery IMGW (ZTA IMGW) w Krakowie (Walczewski 1992). W zależności od typu sodary dostarczają informacji o warunkach termicznych określających stratyfikację atmosfery oraz o składowych wertykalnych i horyzontalnych ruchu powietrza.

Zakres i rozwój badań sodarowych w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego

W Zakładzie Meteorologii i Klimatologii sodarowe badania struktury termicznej WGA rozpoczęto w 1984 r. zainstalowanym w Obserwatorium Meteorologicznym (ryc. 1) sodarem monostatycznym – SAMOS-3A (Pyka 1988, 1994; Walczewski 1980; Czyczyło i in. 1985). W 1994 roku wymieniono ten sodar na nową jego wersję (firmy ELAT Sc - Kraków), z rejestracją cyfrową

gromadzoną na magnetycznych nośnikach danych. Ma on zwiększoną moc i możliwość wyznaczenia przesunięcia dopplerowskiego powracającej fali dźwiękowej w stosunku do fali emitowanej. Z funduszy projektu badawczego KBN, zakupiona została w 1994 r. nowa, sprawniejsza antena. Pozwoliło to na prowadzenie równoczesnej rejestracji echa akustycznego i pionowych ruchów powietrza. W 1998 r. zakupiono (grant KBN) mały, monostatyczny sodar (firmy ELAT Sc), przystosowany do przewozu na przyczepie samochodowej (ryc. 1). Sodar ten, o pionowym zasięgu pomiaru do 350 m (efektywny zasięg) i zdolności rejestracji pionowego ruchu powietrza, przeznaczony został do badania przestrzennej struktury WGA.

Równoległe z rozwojem badań termicznych właściwości WGA we Wrocławiu, rozpoczęty został w 1962 r. program badań struktury tej warstwy w środowisku górskim. W stacji klimatologicznej w dolinie Kleśnicy w Masywie Śnieżnika zainstalowana została zmodyfikowana wersja stacjonarnego sodaru monostatycznego (ZTA IMGW) o parametrach pomiarowych odpowiadających sodarowi używanemu we Wrocławiu (Piasecki i in. 1996).

Nawiązanie współpracy naukowej z Instytutem Geograficznym Uniwersytetu Ruhr w Bochum zapoczątkowało badania struktury WGA w zespole miejskim Mülheim an der Ruhr w Republice Federalnej. W latach 1999 i 2000 zostały tam przeprowadzone eksperymenty pomiarowe z wykorzystaniem sodaru mobilnego.

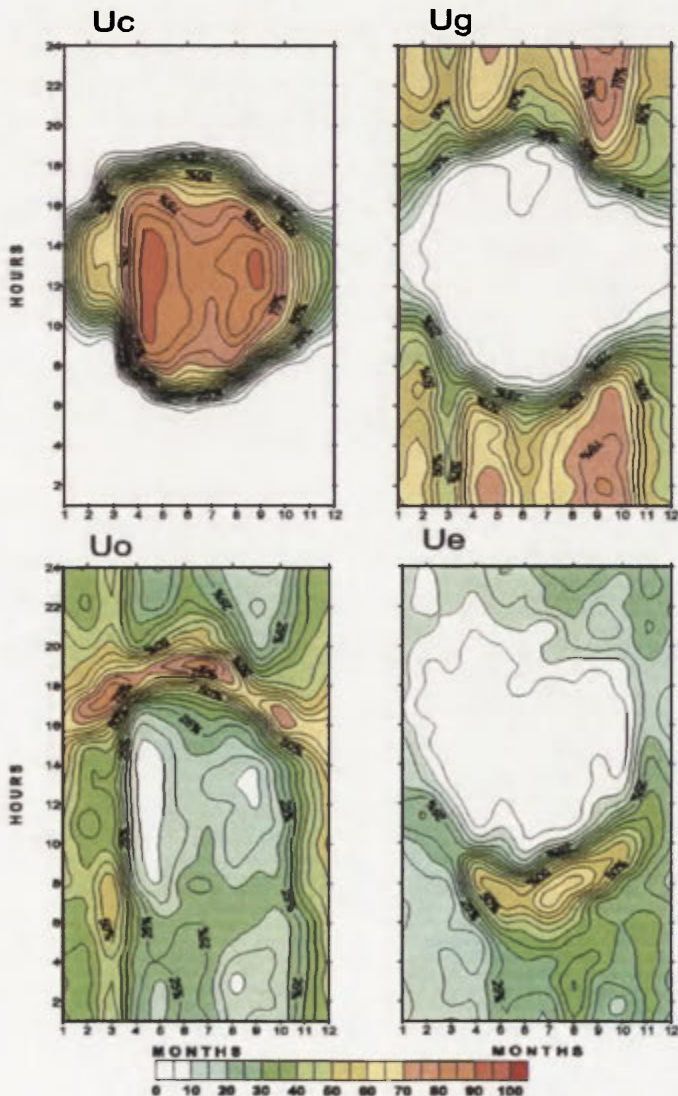
W miarę doskonalenia technicznych możliwości stosowanych sodarów zmianie ulegał zakres problematyki badań. W pierwszym etapie skoncentrowano się na uzyskaniu obrazu zmian dobowych i rocznych częstości występowania charakterystycznych stanów termicznych (konwekcji, inwersji przygruntowych i wzniesionych) w warstwie granicznej atmosfery we Wrocławiu, na podstawie analiz echa (Pyka 1988, 1991, 1994; Netzel, Piasecki 1994). Podstawą wydzielenia tych stanów był udokumentowany w piśmiennictwie związek charakteru zapisu echa z wynikami sondażu aerologicznych (Aerovironment Inc.; Turpein 1978; Walczewski 1989). Przy analizie częstości występowania termicznych stanów charakterystycznych zapisy wyników pomiarów kodowano według 8-cyfrowego kodu (Walczewski i in. 1987). Pozwoliło to na wyznaczenie dobowego i rocznego przebiegu zmienności częstości występowania oraz innych charakterystyk danych zjawisk. Opracowane zostały specjalne programy wizualizacji danych (firma OMI – Wrocław) oraz metody tworzenia diagramów przebiegu w czasie pionowej prędkości ruchu powietrza na różnych wysokościach (Pyka, niepublikowane). Zaprezentowane w niniejszym opracowaniu obrazy przebiegu prędkości w zależności od wysokości, wykonane zostały dla wielkości uśrednionych, zarówno w czasie, jak i rozciągłości pionowej.

Na podstawie badań prowadzonych z użyciem sodaru przewoźnego podjęto problemy reprezentatywności wyników, uzyskanych ze stacjonarnego sodaru zainstalowanego w obserwatorium, w odniesieniu do całego obszaru Wrocławia, a także uchwycenia spodziewanych różnic w termicznej strukturze atmosfery, w urozmaiconym środowisku zespołu miejskiego oraz między miastem a jego bliskim otoczeniem. Współpraca z Uniwersytetem w Bochum otworzyła natomiast możliwość przeprowadzenia badań, w dobrze rozpoznanym pod względem zróżnicowania klimatu i odmiennym pod względem morfologii terenu, zespole miejskim Mülheim a. d. Ruhr.



Ryc. 1. Ogólny widok Obserwatorium Meteorologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego. Na pierwszym planie - sodar mobilny, z prawej - sodar stacjonarny (w żółtej osłonie z napisem "ELAT").

General view of the Meteorological Observatory of Wrocław University. In the foreground - mobile sodar, on the right - stationary sodar (yellow covered with sign "ELAT").



Ryc. 2. Średni przebieg roczny i dobowy częstości występowania konwekcji (U_c), inwersji przygruntowej (U_g), wzniesionej (U_e) i stanów "bezechowych" (U_o) we Wrocławiu w okresie 1990 – 1994

Mean annual and daily course of frequency of convection (U_c), near-ground (U_g) and elevated (U_e) temperature inversions and "no echo" situations in Wrocław in the period 1990 - 1994

Cechą wspólną obu zespołów miejskich jest ich położenie w dolinach rzecznych. W okolicach Wrocławia dolinę Odry charakteryzuje znaczna rozległość i duża jednorodność naturalnej powierzchni. Wyraźne formy wzniesień ograniczają ją w odległości ok. 15 km na północ i południe od osi doliny i miasta. Sieć koryt i kanałów Odry oraz jej dopływów sprzyja swobodnemu przepływowi powietrza również w obszarach zwartej zabudowy miejskiej.

Zespół miejski Mulheim a. d. Ruhr położony jest w Zagłębiu Ruhry, między aglomeracją Essen na wschodzie i Duisburga na zachodzie. Znaczna część miasta położona jest na wzgórzach, podzielonych licznymi płytkimi dolinami, z których największa jest dolina rzeki Ruhry. Przeciętne deniwelacje terenu dochodzą tu do kilkudziesięciu metrów. Centralna część miasta leży natomiast na prawym brzegu doliny na obszarze przedgórza przechodzącego w rozległą dolinę Renu.

Częstość występowania charakterystycznych stanów termicznych WGA

Obraz przebiegów dobowych i rocznych częstości poszczególnych stanów termicznych WGA we Wrocławiu z pięcioletniego okresu 1990-1994 przedstawiono na ryc. 2. Dobór okresu wynika z faktu, że w tym czasie technika pomiaru (sodar pierwszej generacji, praktyczny zasięg 600-700 m) i metoda opracowania danych nie były zmieniane. Kolejne diagramy obrazują częstość występowania konwekcji (Uc), warstwy inwersji przygruntowej (Ug), inwersji wzniesionej (Ue) oraz sytuacji bezchowej (Uo). Do tej ostatniej sytuacji klasyfikowane były przypadki echa zakłóconego opadem deszczu i silnego wiatru. Poza zasięgiem stosowanego wówczas sodaru pozostawały przypadki inwersji wzniesionych, położonych powyżej 700 m, a jak wykazały pomiary radiosondażowe, w ciągu dnia we Wrocławiu inwersje te występują zazwyczaj powyżej 1000 m n.p.g. (Głowicki i in. 1979). Wprowadzenie nowej generacji sodaru powiększyło zarówno zasięg sondowania, jak też jego rozdzielczość, umożliwiając rejestracje warstw inwersyjnych mimo zaszumienia sygnału wywołanego wiatrem lub opadem deszczu. Ponadto pozwoliło na weryfikację częstości występowania sytuacji bezchowych (szczególnie w godzinach wieczornych) oraz uściślenia obrazu struktury atmosfery w czasie przejścia od dziennej konwekcji do nocnej inwersji.

W przebiegu rocznym częstości występowania konwekcji we Wrocławiu (ryc. 2, Uc) wyraźnie zaznacza się podwójne maksimum: wiosenne (IV-V) i jesienne (IX). Wiosenne maksimum niewątpliwie związane jest z częstym napływem w tym okresie mas powietrza arktycznego. W warunkach słabego zachmurzenia i już znacznego dopływu promieniowania do podłoża obserwuje się wzmoczoną konwekcję, która latem tłumiona jest zachmurzeniem związanym z większą wilgotnością napływających wówczas mas powietrza. Jesienne maksimum jest rezultatem napływu suchych mas kontynentalnych i, znacznie mniejszym niż latem, rozwojem, tłumiących konwekcję, chmur kłębiastych.

Te same właściwości mas powietrza, napływających nad obszar obserwacji, powodują w tych samych okresach wzrost częstości występowania nocnych inwersji przygruntowych. Wtórne maksimum częstości inwersji przygruntowych zaznacza się również na przełomie stycznia i lutego, w okresie napływu zimnych i suchych mas arktycznych. Stosunkowo rzadko natomiast utrzymują się przygruntowe inwersje całodobowe.

Przebieg frekwencji inwersji swobodnych (ryc. 2, Ue) wskazuje na ich występowanie głównie nocą i po wschodzie Słońca. To ранne maksimum częstości występowania inwersji wzniesionych związane jest z przechodzeniem WGA od warunków nocnych inwersji z wypromieniowania podłoża

do warunków, kiedy dopływ promieniowania do podłoża generuje konwekcję. We wczesnych godzinach rannych, energia słoneczna dopływająca do podłoża powoduje zmianę pionowego gradientu termicznego w cienkiej warstwie przygruntowej, w wyniku czego, inwersja przygruntowa zastępowana jest w niej przez słabą konwekcję. W miarę wzrostu wysokości Słońca nad horyzontem, zwiększa się zasięg pionowy warstwy konwekcyjnej, czemu towarzyszy „podnoszenie” pierwotnej warstwy przygruntowej inwersji na coraz większą wysokość oraz jej słabnięcie, a po 2-4 godzinach ulega ona rozproszeniu (ryc. 3). W tym tzw. „przełomie porannym” (Walczewski 1980, 1984), dochodzi do wzrostu koncentracji zanieczyszczeń atmosfery w ośrodkach miejskich i przemysłowych, ponieważ przez pewien czas nawet wysokie źródła zanieczyszczeń znajdują się poniżej inwersji wzniesionej. Rozwijająca się konwekcja rozprowadza emitowane zanieczyszczenia w całej warstwie podinwersyjnej. Pionowe rozcieńczanie zanieczyszczeń jest jednak hamowane przez inwersję wzniesioną, dlatego w okresie przejścia porannego, nad miastem widać wyraźną chmurę zanieczyszczeń, która zanika z chwilą zaniku inwersji wzniesionej. W dogodnych warunkach barycznych lub orograficznych (np. w kotlinach, szczególnie zimą), sytuacja z inwersją wzniesioną może utrzymać się przez całą dobę, a nawet przez kilka dni.

Inną porą sprzyjającą wzrostowi koncentracji zanieczyszczeń jest okres „przełomu wieczornego”, w czasie którego zanika konwekcja, a częste wówczas cisze lub małe prędkości wiatru, utrudniają transport i rozcieńczanie emitowanych zanieczyszczeń. Podczas przełomu wieczornego rejestrowana jest najczęściej sytuacja bezechowa, odpowiadająca obojętnej stratyfikacji atmosfery (ryc. 2, 3). Z upływem czasu ustępuje ona rozwijającej się wieczornej inwersji przygruntowej. Badania przeprowadzone z użyciem sodarów nowej generacji wykazały, że okres sytuacji bezechowej jest często krótszy niż rejestrowano to poprzednio. We Wrocławiu zdarzają się też przypadki, w których dzienna konwekcja przechodzi prawie bezpośrednio w wieczorną (nocną) inwersję przygruntową. Ma to związek ze szczególnymi warunkami pogodowymi, często natomiast zachodzi w obszarach z urozmaiconą rzeźbą terenu (Wrocław) i wiąże się z bardziej skomplikowanym przebiegiem rozwoju inwersji przygruntowych (Piasecki, Szymanowski 1995; Piasecki i in. 1996).

Wyniki badań częstości występowania sytuacji bezechowych uzyskane z danych omawianego okresu (ryc. 2, Uo), w świetle danych uzyskanych z nowej generacji sodarów, nie w pełni odpowiadają rzeczywistości. Zmiana czułości i rozdzielczości przyrządu umożliwiła rejestrację niewidocznych poprzednio cech struktury atmosfery. Uwidocznily się bowiem sytuacje, w których, podczas opadów atmosferycznych bądź silniejszego wiatru, występują echa inwersji lub też konwekcji. Wzrasta więc nieco liczebność zarejestrowanych stanów inwersyjnych i konwekcyjnych. Coroczna zmienność występowania poszczególnych warunków termicznych WGA (ryc. 2) prawidłowo przedstawia pionową stratyfikację termiczną powietrza we Wrocławiu.

Przestrzenny zasięg stanu termicznego WGA we Wrocławiu

W celu wyznaczenia przestrzennej rozciągłości termicznego stanu WGA w różnych okresach przeprowadzono równoczesne pomiary sodarowe w stałym punkcie rejestracji (ryc. 4, OM) i sodarem przewoźnym w różnych miejscach na obszarze „wielkiego” Wrocławia (ryc. 4, punkty PG, OB, MJ oraz Jerzmanowo - peryferyjna dzielnica na zachodzie miasta, teren otwarty, w odległości ok. 30 km od obserwatorium). Jedno stanowisko (Dobra) położone było w odległości ok. 15 km na północo-

wschód od miasta (otwarty teren pól rolnych z nieliczną zabudową mieszkalno-gospodarską). Dla większości tych stanowisk zebrano dane reprezentatywne dla różnych stanów pogodowych.

Wyniki pomiarów wskazują, że na obszarze Wrocławia, charakter struktury termicznej WGA jest prawie jednorodny i zależy głównie od warunków pogodowych w danym okresie (ryc. 3 A-C). Widoczne na przedstawionych przykładach różnice, sprowadzają się do momentów wystąpienia przełomów porannych i wieczornych, a w niektórych przypadkach do tempa zaniku (inwersja wzniesiona) lub rozwoju (inwersja przygruntowa) inwersji. W obszarach z gęstą zabudową przejście poranne rozpoczyna się wcześniej i czas trwania konwekcji jest długi. Skrócony jest okres przejścia od konwekcji do inwersji przygruntowej. Fakty te, przypuszczalnie, tłumaczy charakter podłoża i zabudowy. Znamiennym zjawiskiem jest natomiast brak zróżnicowania struktury atmosfery w sąsiedztwie koryt wodnych i w dużej odległości od nich. Krótkie serie pomiarów nie upoważniają jeszcze do wyprowadzania wniosków. Możliwe, że dalsze badania, szczególnie w zimie, pozwolą na właściwą ocenę zjawisk.

W niektórych przypadkach stwierdzono różnice w kształtowaniu się struktury WGA pomiędzy obszarem Wrocławia a terenem otaczającym (Dobra, ryc. 3E). Generalnie jednak, występowaniu poszczególnych stanów termicznych nad obserwatorium we Wrocławiu, odpowiadały podobne stany w punkcie zamiejskim. Jedynie ich natężenie, bądź zasięg pionowy były w większości przypadków mniejsze. Interesujące również były, obserwowane w obydwu punktach, inwersje związane z przemieszczającymi się frontami atmosferycznymi, z widocznym przesunięciem momentu ich wystąpienia wynikającym z kierunku i prędkości przesuwania się frontu (ryc. 3D).

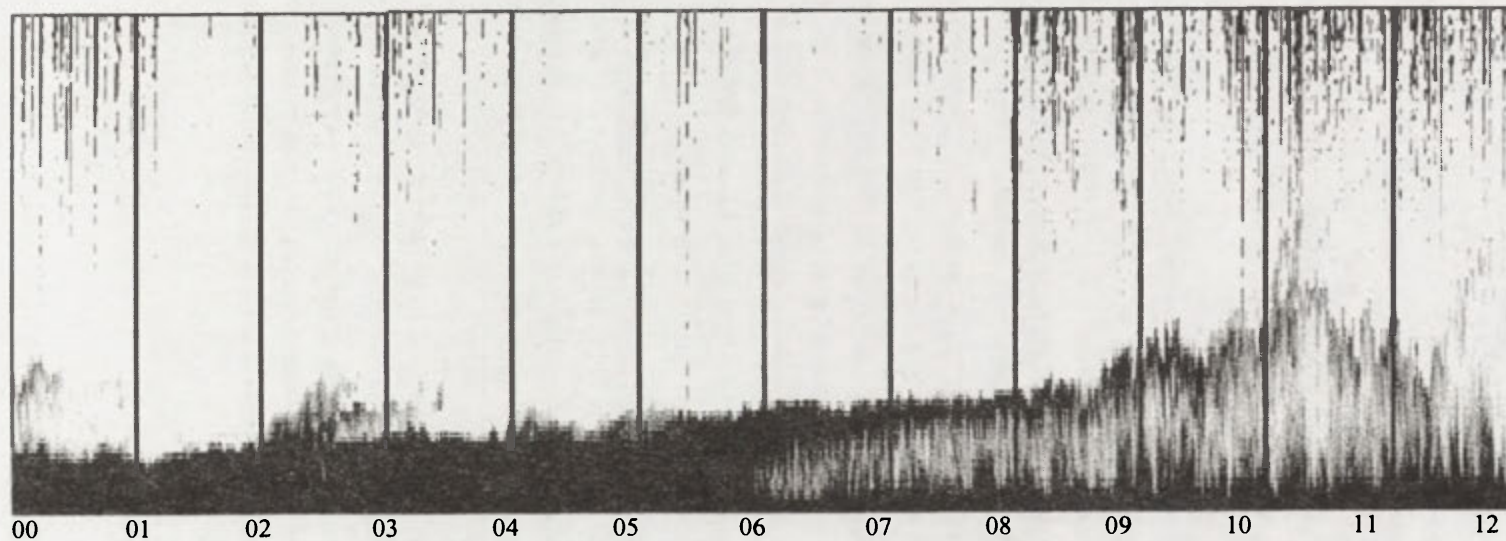
Dotychczasowe wyniki badań wskazują, że sodar stacjonarny w obserwatorium dobrze reprezentuje cały obszar miasta i część jego otoczenia co do ogólnych cech termicznego stanu warstwy granicznej, w tym także częstotliwości wystąpienia opisanych zjawisk.

Łącząc badania struktury atmosfery z badaniami cech klimatu Wrocławia przeprowadzono serie pomiarów topoklimatycznych w obszarze zwanym „wielką wyspą” (ryc. 4). Ze względu na swoje szczególne walory przyrodnicze i zabudowę nie zniszczoną działaniami wojennymi, obszar ten, położony po wschodniej stronie miasta (otoczony Odrą, jej starorzeczem oraz kanałami), jest ostatnio w szczególnym kręgu zainteresowania ekologów oraz architektów, którzy proponują utworzenie w tym regionie odpowiednio chronionego parku krajobrazowego. Tu też położone jest Obserwatorium Zakładu Meteorologii i Klimatologii.

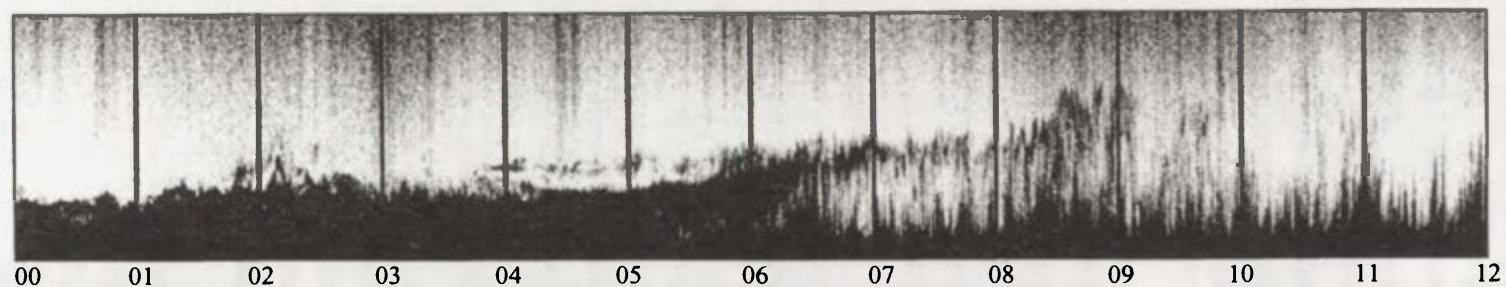
W obszarze „wielkiej wyspy” pomiary topoklimatyczne prowadzone były w maju 1999 r. i czerwcu 2000 r. przy użyciu ruchomej stacji meteorologicznej. W warunkach bezchmurnej nocy, podczas dobrze wykształconej inwersji przygruntowej, dokonano pomiarów profilowych temperatury i wilgotności powietrza wzdłuż wybranych tras, obejmujących centrum miasta i obszar pozamiejski. Jeden z przykładów zmienności temperatury powietrza wzdłuż takiego profilu przedstawiono na ryc. 4.

Ryc. 3. Zapis echa sodarowego sodarów stacjonarnego i mobilnego z różnych stanowisk pomiarowych we Wrocławiu (A-E)
Stationary and mobile sodar echo recording from different measurements posts in Wrocław (A-E)

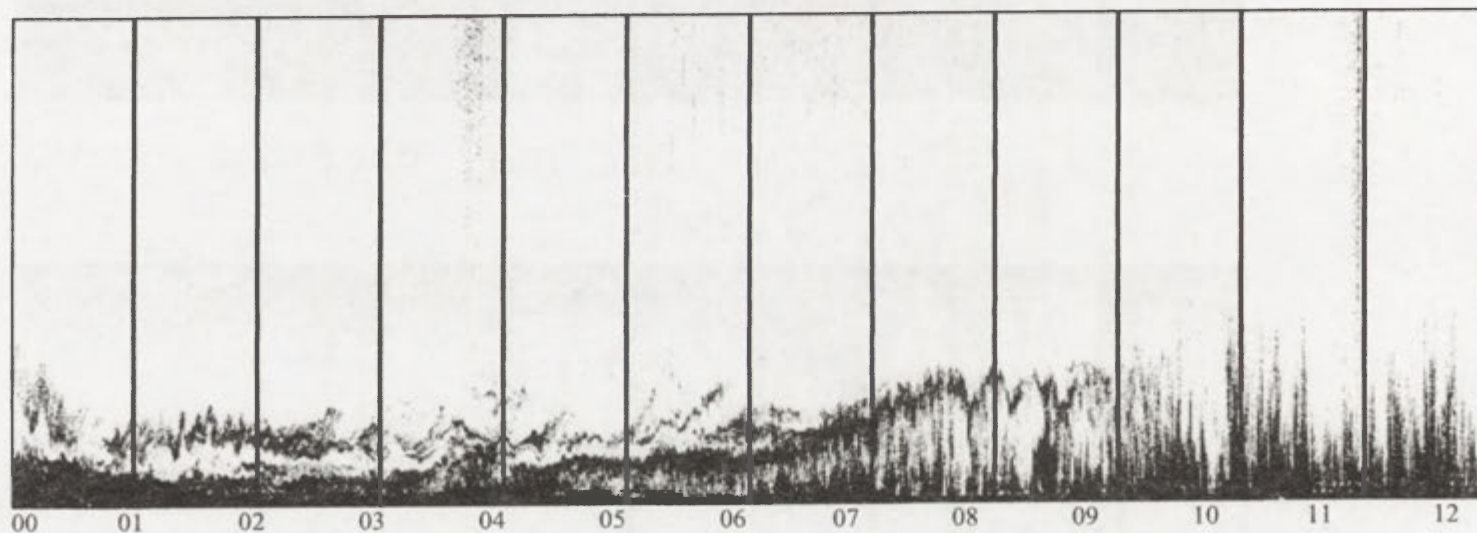
A Wrocław-Biskupin Obserwatorium 18.06.2000



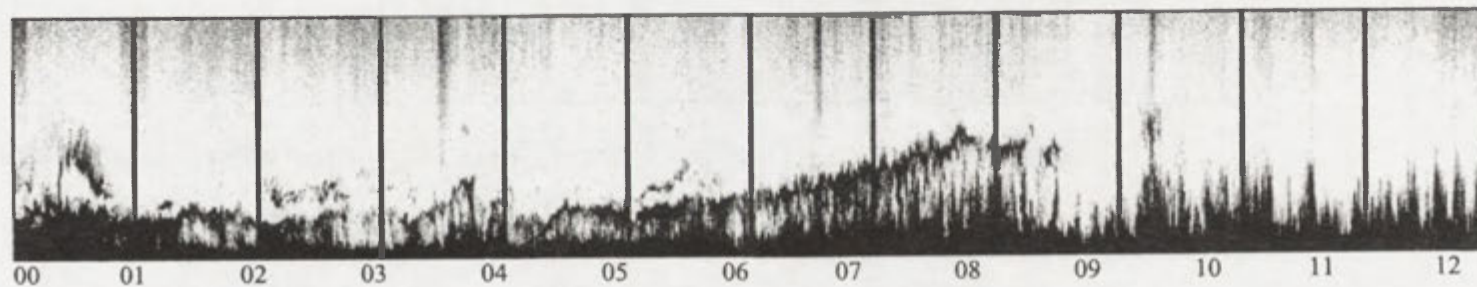
Wrocław - Mosty Jagiellońskie 18.06.2000



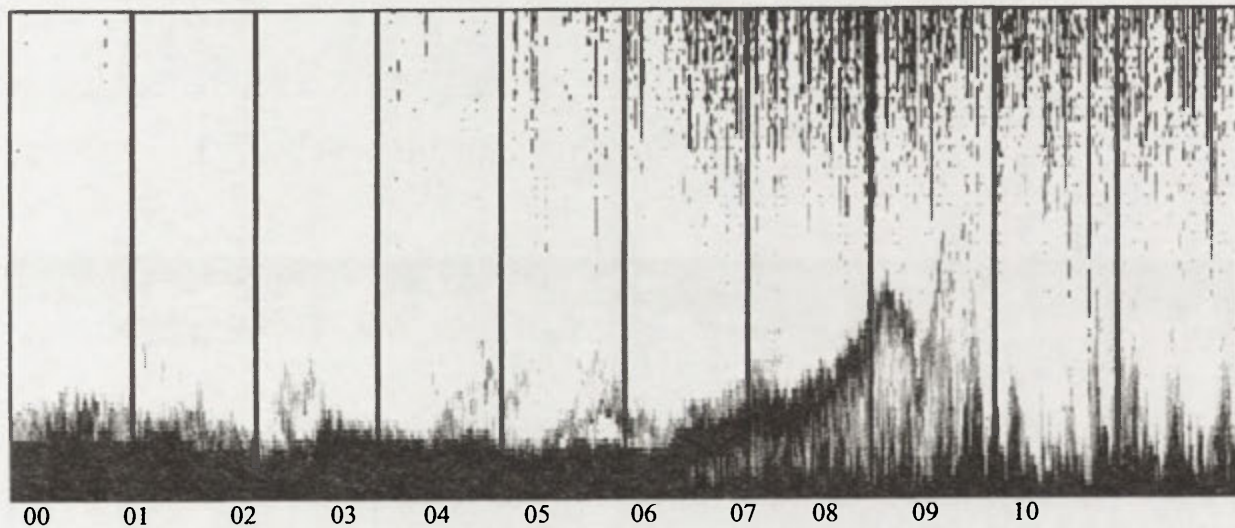
B Wrocław – Biskupin Obserwatorium 02.08.1999



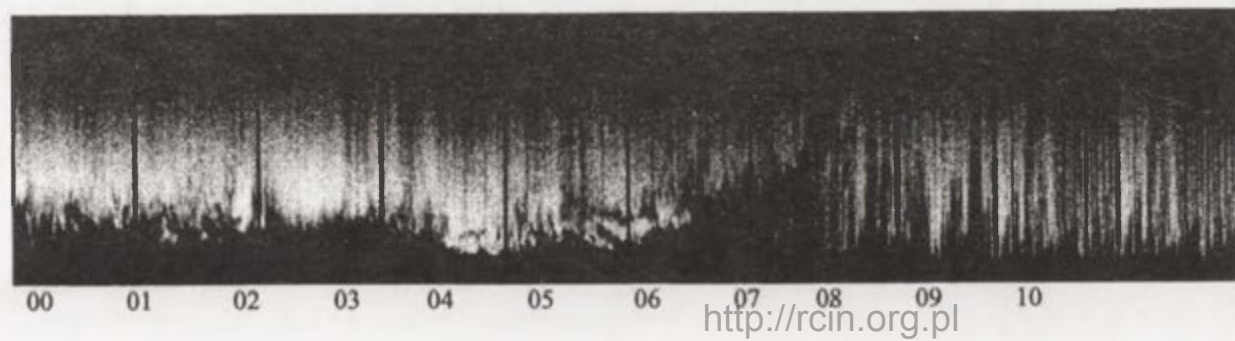
Wrocław - Ogród Botaniczny 02.08.1999



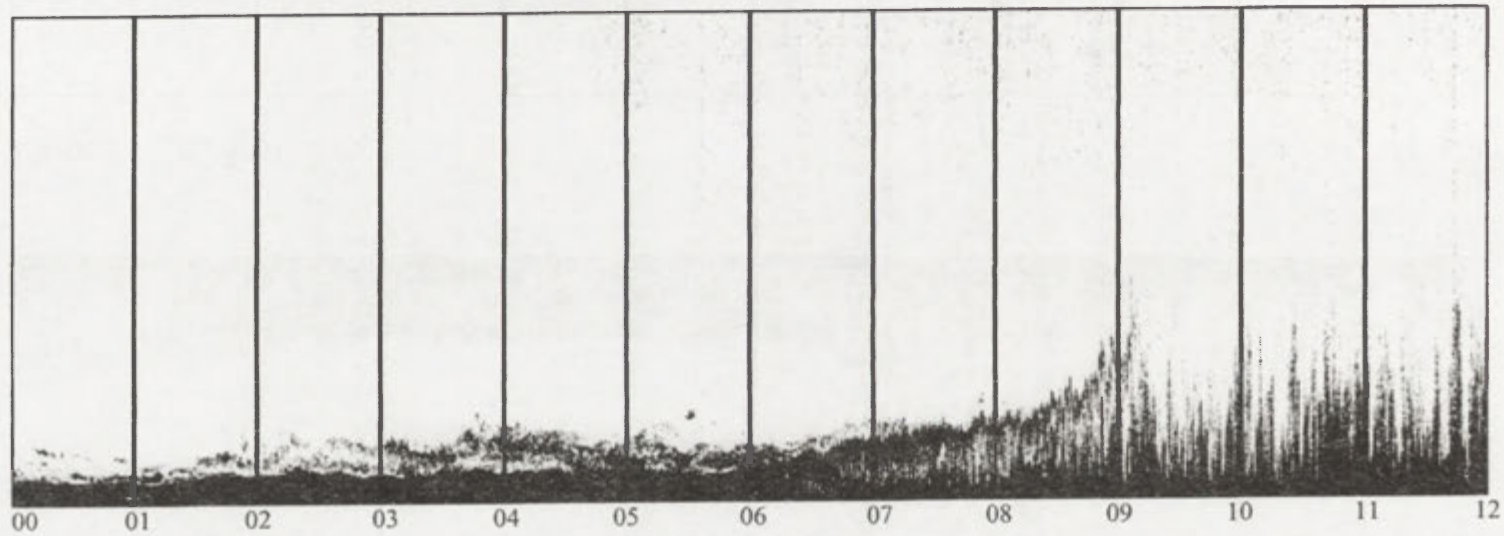
C Wrocław - Biskupin Obserwatorium 14.07.2000



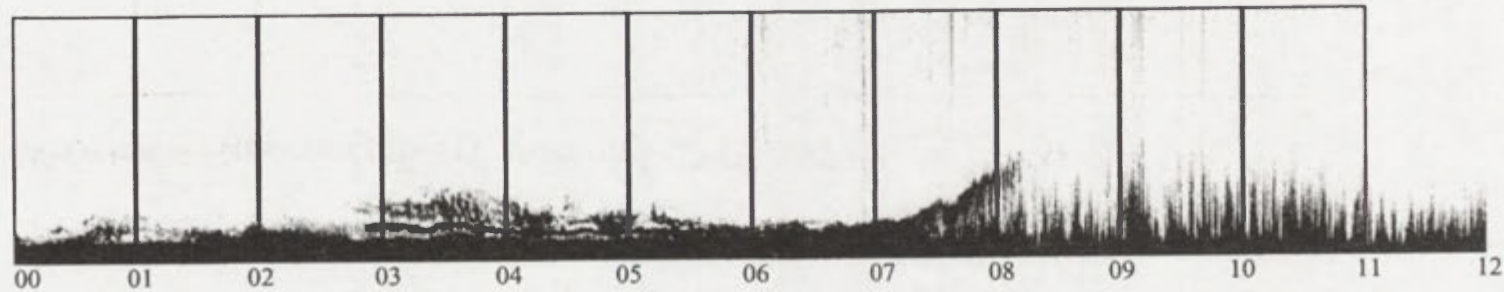
Wrocław - Jerzmanowo 14.07.2000



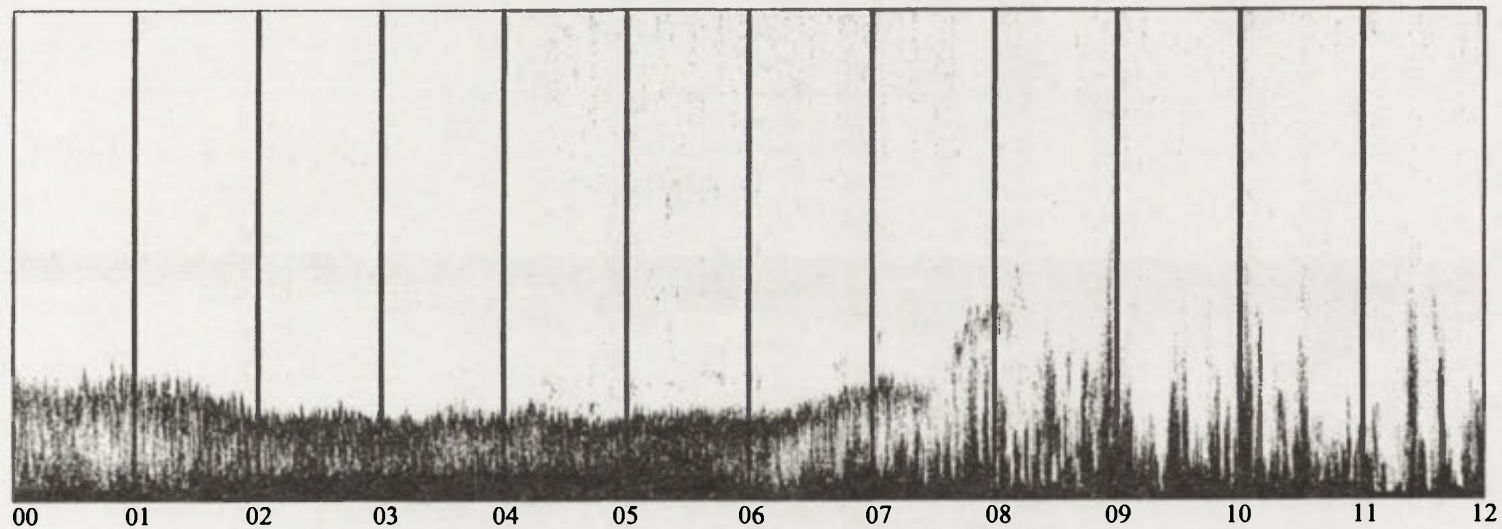
D Wrocław - Biskupin Obserwatorium 11.09.1999



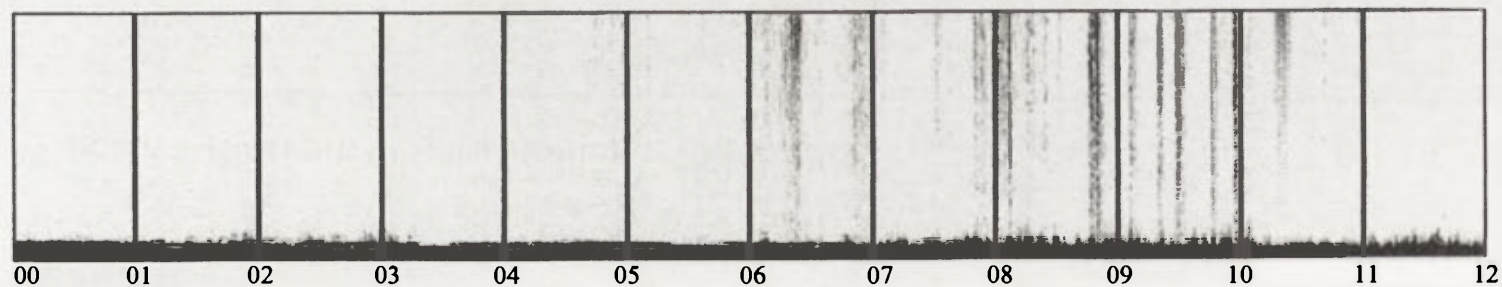
Dobra 11.09.1999



E Wrocław - Biskupin Obserwatorium 23.08.1999



Dobra 23.08.1999





Ryc. 4. Rodzaj użytkowania terenu (1, 2, 3, 4) oraz stanowiska pomiarów sodarowych (OM, PG, OB., MJ) i wartości różnicy temperatury powietrza (a, b, c) między Obserwatorium a punktami pomiarowymi na trasie badań patrolowych (podczas przejazdu stacji meteorologicznej) we Wrocławiu, w warunkach inwersji przygruntowej, w dniu 10.06.2000

The land use (1, 2, 3, 4), sodar measure points (OM, PG, OB., MJ) and the values of the difference in air temperature (a, b, c) between Observatory and measurements points laying on the route of the mobile weather station, in situation with near-ground inversion in Wrocław (10 June 2000)

Objaśnienia: 1 - zieleń miejska, 2 - zabudowa jednorodzinna; 3 - zabudowa mieszkaniowa 3–10 kondygnacyjna; 4 - zabudowa przemysłowa;

Explanation: 1 - urban greenery; 2 - residential area; 3 - blocks of flats of 3–10 floors; 4 - industrial area

Różnica temperatury między Obserwatorium i wzdłuż profilu (difference of temperature between Observatory and along profile): a: 1deg, b: 2 deg, c: 3 deg



Ryc. 5. Obszar miejskiego centrum Mülheim a. d. Ruhr i końca doliny Rumbach z oznaczoną lokalizacją sodarowych stanowisk pomiarowych. Linia AA - obszar chłodnego powietrza spływającego z doliny Rumbach, strzałki: kierunki katabatycznego spływu powietrza, linia BB: maksymalny zasięg miejskiej wyspy ciepła

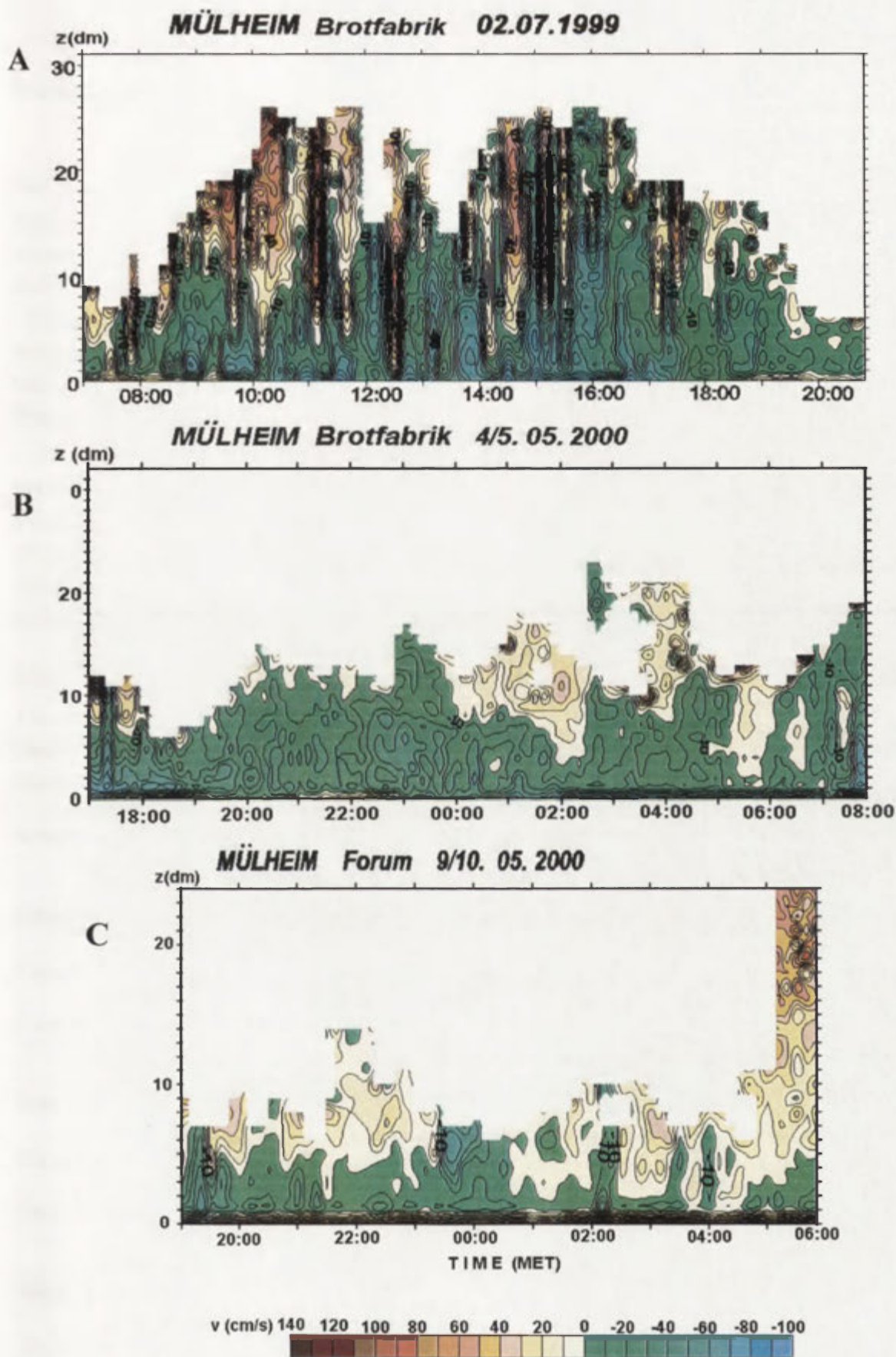
The area of the city centre of Mülheim a. d. Ruhr and the end of the Rumbach Valley with the locations of sodar measurement points. Line AA: area of cold air flows from the Rumbach Valley, the arrows: air katabatic flow directions, line BB: the maximum expanse of the urban heat island

Prędkość pionowa ruchu powietrza. Eksperyment w Mülheim a. d. Ruhr

Kilkuletnie badania klimatologiczne przeprowadzone w Mülheim wykazały występowanie nocnych spływów grawitacyjnych chłodnego powietrza z dolin w kierunku centrum miasta i doliny rzeki Ruhry (ryc. 5). Obok ukształtowania terenu na ich przebieg i na towarzyszące im zjawiska oddziałuje układ urbanistyczny miasta i zróżnicowany typ zabudowy (Pflitsch, w druku). Te czynniki zdecydowały, iż podstawowym zadaniem planowanego eksperymentu pomiarowego było prześledzenie zmian struktury atmosfery w profilu centrum miasta – dolina Rumbach (Rumbachtal), skąd, głównie nocą, spływa powietrze do centrum. W eksperymencie współpracowały zespoły klimatologów z obu uniwersytetów. W latach 1999 i 2000 przeprowadzono kilkudniowe serie pomiarów sodarem przewoźnym w środkowym i zachodnim odcinku doliny. Przed i w czasie sondowania atmosfery prowadzona była rejestracja parametrów meteorologicznych z użyciem automatycznych stacji pomiarowych, uzupełniona dodatkowymi pomiarami anemometrycznymi na dwóch poziomach.

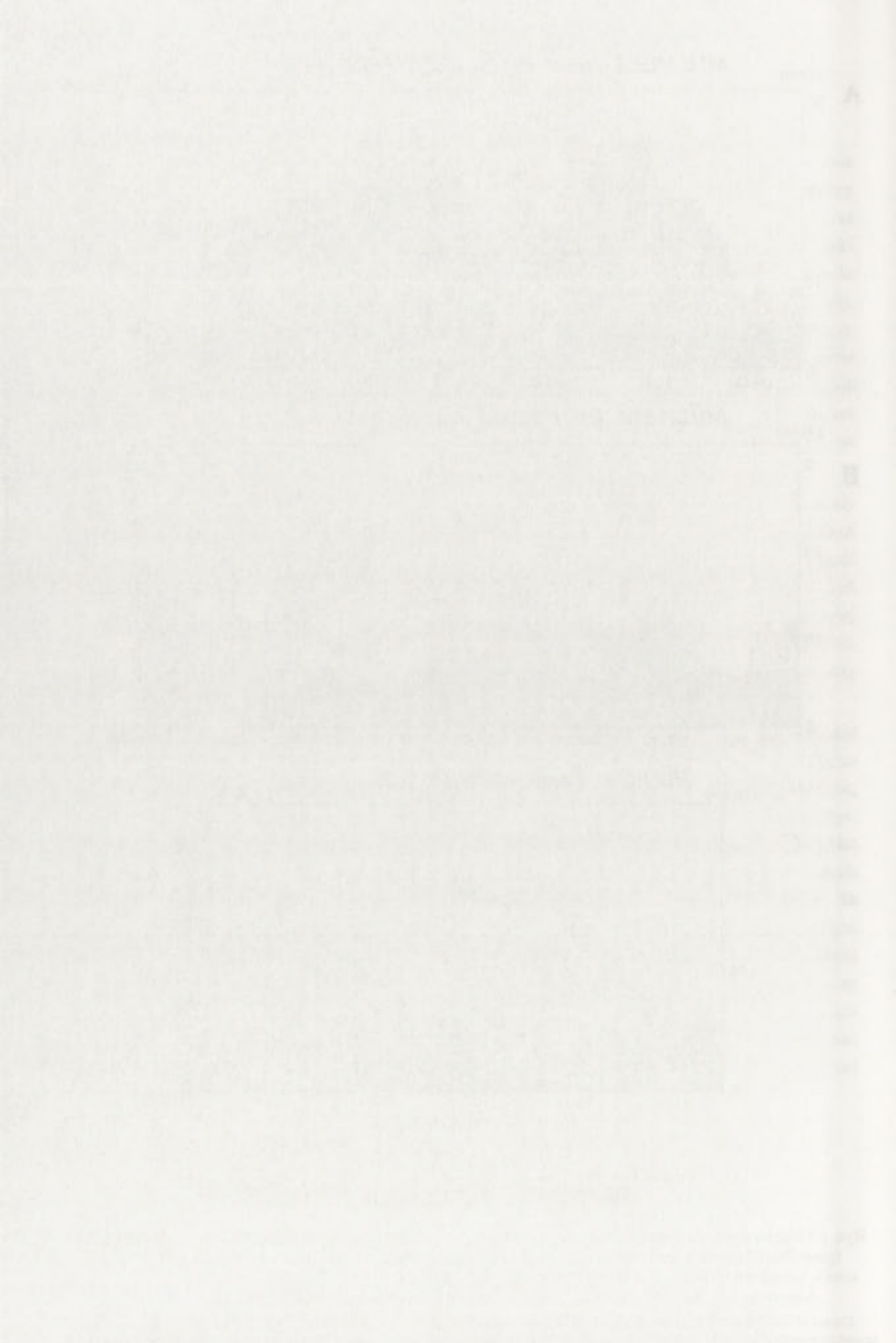
Przygruntowe pomiary ruchu powietrza w dolinie rzeki Rumbach, dopływu Ruhry, wykazały dobową zmianę kierunku — nocny spływ w stronę miasta (wschodnie kierunki spływu) i dzienny ruch ku górze doliny (Pflitsch, w druku). Od zachodu dolina Rumbach zamknięta jest przez zespół kilkunastopiętrowych budynków właściwego centrum miasta. Blżej centrum, dolina zabudowana jest ciągiem kilkunastopiętrowych budynków mieszkalnych, położonych między innymi wzdłuż głównej ulicy biegnącej wzdłuż osi doliny. Dalej na wschód doliny znajduje się niska zabudowa willowa, przechodząca w górze doliny w łąki i zagajniki. To od tej części doliny rozpoczyna się wspomniany spływ.

W okresach sprzyjającej, bezchmurnej pogody, wyniki sondażu wykazały powstawanie nocnych inwersji wzdłuż całej doliny, następujących po dziennej konwekcji (ryc. 6A). W obszarze niezabudowanym i z niską zabudową towarzyszył im wyraźny ruch zstępujący powietrza (Brotfabrik, ryc. 6B). Analogiczny ruch zstępujący zarejestrowano również na stanowisku w centrum (Forum, ryc. 6C). Tu jednak, wskutek nagrzania sztucznego podłoża w ciągu dnia, nocą utrzymywała się nad nim warstwa powietrza wykazująca ruch wstępujący. Okresowo, intensywność tego ruchu powodowała rozerwanie wyżej leżącej warstwy osiadania. Na podstawie wyników sondażu stwierdzono, że w górnym i środkowym fragmencie doliny, powietrze spływające w stronę centrum miasta w całym przekroju doliny, uzupełniane jest powietrzem osiadającym z wyższych warstw. Pomimo istniejącej zabudowy obraz inwersji jest klarowny. Blżej centrum podgrzane od podłoża powietrze tworzy cienką, unoszącą się warstwę, ponad którą występuje znacznej grubości warstwa osiadania stanowiąca przedłużenie sytuacji z obszaru doliny niezabudowanej. Uzyskane wyniki pozwoliły zmodyfikować model zakładający wznoszenie całej warstwy napływającego do centrum miasta powietrza ponad warstwę lokalnie występującego powietrza ciepłego.



Ryc. 6. Pionowa prędkość ruchu powietrza w warunkach występowania konwekcji (A) w WGA w Mülheim a.d. Ruhr (punkt Brotfabrik), w warunkach występowania inwersji i splywu chłodnego powietrza w dolinie Rumbach (B) oraz w warunkach występowania inwersji przygruntowej w obszarze wysokiej, miejskiej zabudowy w nocy po dniu słonecznym (C). Wartości prędkości uśrednione dla 10 minutowych interwałów czasu i warstwach 10 m.

Course of vertical speed of air motion in conditions of convection (A) in ABL Mülheim a.d. Ruhr, in conditions of near-ground inversion appeared and cold air flow in Rumbach Valley (B), and in condition of near-ground inversion appeared in high-urban area in the night after solar day (C). Speed values averaged in 10 minutes interval of time and in 10 meters layers.



Podsumowanie i wnioski

Sondaże WGA prowadzone sodarami (stacjonarnym i przewoźnym) pozwoliły stwierdzić ich dużą przydatność dla ciągłych obserwacji tej warstwy (ryc. 2) i dla badań topoklimatycznych (ryc. 4). Wyniki badań przestrzennej rozciągłości termicznego stanu WGA we Wrocławiu wykazały dużą jednorodność charakteru struktury termicznej tej warstwy w obszarze miasta. Istotniejsze różnice struktury WGA sprowadzają się jedynie do momentów wystąpienia przełomów porannych i wieczornych oraz tempa zaniku i rozwoju inwersji (ryc. 3). To ustalenie wskazało na bardzo dobrą reprezentatywność stanowiska sodaru stacjonarnego zlokalizowanego w Obserwatorium Meteorologicznym Zakładu Meteorologii i Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego dla podjętych badań.

Eksperyment pomiarowy z użyciem sodaru przewoźnego przeprowadzony w odmiennym od wrocławskiego środowisku miejskim Mülheim a. d. Ruhr (RFN) pozwolił uściślić informacje (oparte o wieloletnie badania prowadzone przez I. G. Uniwersytetu Ruhr w Bochum) o zróżnicowaniu klimatu centralnych części miasta, roli wpływów chłodnego powietrza w warunkach urozmaiconej rzeźby terenu obszaru zurbanizowanego oraz zweryfikować model termicznej struktury WGA w obszarze dolina Rumbach – centrum Mülheim.

Literatura

- Aerovironment Inc.: *Acoustic radar. Applications and interpretation of records*. Pasadena, CA.
- Czyczyło M., Matuła W., Walczewski J., 1985, *Rozwój sodaru SAMOS*. Przegl. Geofiz., 30, 1, s. 45-52.
- Głowicki, B., Nietupska, M., Szczepańska, Z. 1979, *Pionowa budowa atmosfery w regionie aglomeracji wrocławskiej do 1500 m*. IMGW Oddział Wrocław, maszynopis.
- Netzel P., Piasecki J., 1994, *Organizacja gromadzenia i wstępnego przetwarzania danych sodarowych w warunkach ciągłej rejestracji komputerowej, w stacji meteorologicznej w dolinie Kleśnicy (Masyw Śnieżnika Kł.)*. Acta Universitatis Wratislaviensis (1705), Prace I.G., ser. C, t. 1, 122-130.
- Pflitsch A., w druku, *The Impact of the Rumbach Valley on the Heat Island and the Air Quality of the Center of „Mülheim an der Ruhr” in Germany*. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace I.G.
- Piasecki J., Szymanowski M., 1995, *Warunki termiczne w górnym odcinku doliny Kleśnicy w Masywie Śnieżnika Kł.* Acta Universitatis Wratislaviensis (1705), Prace I. G., ser. C, t. II, 89-105.
- Piasecki J., Rak T., Ropuszyński P., 1996, *Częstość występowania charakterystycznych stanów termicznych atmosfery w dolinie Kleśnicy w 1993 roku, w świetle pomiarów sodarowych*. Acta Universitatis Wratislaviensis (1794), Prace I. G., ser. C, t. III, 57-81.
- Pyka J. L., 1988, *Pierwsze wyniki badań meteorologicznych przeprowadzonych przy pomocy sodaru we Wrocławiu*. Przegl. Geofiz., 33, 2, 157-166.
- Pyka J. L., 1991, *Warunki termiczne warstwy granicznej we Wrocławiu w świetle pomiarów sodarowych*. Acta Universitatis Wratislaviensis, (1213), Prace I. G., ser. A, t. V, 275-287.
- Pyka J. L., 1994, *Roczne zmiany warunków termicznych atmosfery we Wrocławiu na przykładzie wyników pomiarów sodarowych w 1991 r.* Acta Universitatis Wratislaviensis (1705) Prace I. G., seria C., t. 1., 61-78.
- Singal S. P., 1997, *Acoustic Remote Sensing Applications Lecture Notes in Earth Sciences*. nr 69, Springer Verlag.
- Turpein O., 1978, *Sound radar and how to use it*. Vaisala News, 78, s. 15.
- Walczewski J., 1980, *Pierwsza seria akustycznych sondaży atmosfery w Krakowie*. Przegl. Geofiz., 25, 2, 145-155.
- Walczewski J., 1984, *Charakterystyki warstwy granicznej atmosfery nad Krakowem w oparciu o wyniki sondaży akustycznego*. Mat. Bad. IMGW., s. Meteo., 10, IMGW, Warszawa, 3-147.

- Walczewski J., Feleksy - Bielak M., Łabno M., 1987, *Kodowanie i archiwizacja danych sodarowych*. Wiad. IMGW, 10, 4.
- Walczewski J., 1989, *Wyniki sondażu akustycznego w Zakopanem*. [w:] *TATREX - wyniki badań procesów atmosferycznych w Tatrach*, IMGW, Warszawa 1989.
- Walczewski J., 1992, *Dziesięć lat rozwoju polskiego sodaru i akustycznego sondażu atmosfery w Krakowie*. Wiad. IMGW, XV (XXXVI), 1-2, 37-46.

**VERTICAL STRUCTURE OF TEMPERATURE AND VERTICAL VELOCITY OF AIR IN THE
ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER (ABL) IN URBAN AREA
ACCORDING TO SODAR REGISTRATIONS**

Summary

In recent years the acoustic technique has been widely applied for obtaining data of the atmospheric boundary layer (ABL). Typical mesoscale phenomena of the ABL like inversion layers and convection cells can be observed by sodar at heights between 20 m and 1000 m a.g.l.

The sodar in the Department of Meteorology and Climatology, Institute of Geography (University of Wrocław, Poland) was installed in 1984. Since 1998, the sodar of a newest generation has been used. The modified sodar is designed for stationary measurement with height range of 1000 m a.g.l., with possibility to change the range up to 1500 m a.g.l. The measure point is situated in the eastern part of city (4 km far from the centre), in the area of low buildings of a villa type. The second, mobile sodar (on the small car trailer) was bought in 1998. Its range of measurement is up to 300 - 400 m a.g.l. (Fig.1). Both sodars used in acoustic sounding of atmosphere give a possibility to calculate the vertical motion of air, on the basis of "Doppler shifting" frequency of returning signal ("back scattered") in relation to output signal.

The features of boundary layer "climate" in Wrocław were elaborated and discussed in the context of their mean 5-year averages, as the following: mean daily and annual course of convection frequency (U_c), near-ground (U_g) and elevated (U_e) air temperature inversions and "no echo" situations (U_o) concerned with neutral stability of the atmosphere (Fig.2).

The sodar measurements of thermal conditions in various parts of Wrocław, conducted parallel to sodar measurements in the Observatory lead to conclusion that data from the Observatory are representative for the whole area of Wrocław. The differences emerge for the areas out of the city (peripheries, suburbs), but in some synoptic conditions the results are similar or even identical.

The measurement of vertical velocity of air and commonly with "echo" analysis gives a possibility to describe a motion dynamics in relation of time and to analyse in details boundary layer in various weather conditions. Examples of vertical air velocity temporal variations in convective motion and in inversion layer conditions are presented in the paper.

Two field campaigns (in 1999 and 2000) were carried out in Mülheim (Germany) in co-operation with the Ruhr University in Bochum (Germany), which is experienced in urban climate problems and in control the Mülheim conditions. During both sessions the attention was paid on the nocturnal drainage of air from the suburb valley to the city and to the features of dense, high-town architecture (buildings up to 70 m height).

The similar co-operative field campaign was conducted in June 2000 Wrocław, where sodar measurements were supported with network of AWS and mobile weather stations controlling air temperature and humidity along the urban profiles.

ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW BIOTOPOKLIMATYCZNYCH W KIELCACH

Grzegorz Żarnowiecki, Grzegorz Szałach

Abstract: The aim of the present study was to determine differentiation of biotopoclimatic conditions on the area of Kielce during summer season. An attempt at estimation the effect of individual factors upon these conditions was made too. On the basis of Scharlau's criterion of sultry states ($e > 18,8$ hPa) and Petrovič-Kacvinsky scale of cooling power, the times of thermal-humidity comfort in individual measurement points was also estimated.

Key words: biotopoclimate, city, Kielce, cooling power.

Wstęp

Badania klimatu obszarów zurbanizowanych mają długą historię. Przegląd obszernej literatury na ten temat z omówieniem ważniejszych metod badawczych przedstawia T. Kozłowska-Szczęsna (1992). Wielu autorów podejmowało pomiary terenowe pragnąc bezpośrednio poznać przestrzenne zróżnicowanie klimatu miasta. Badania takie prowadzili m.in. M. Szczerbacki (1968) w Poznaniu, M. Tarajkowska (1971) w Częstochowie, W. Różycka i E. Gacka-Grzesikiewicz (1972), A. Bednarek i W. Huculak (1983), B. Mierzwiński (1992), M. Stopa-Boryczka (1992), M. Stopa-Boryczka i in. (1984) w Warszawie, J. Trapp (1980), A. Wyszkowski, J. Trapp, i J. Korzeniewski (1990) w aglomeracji gdańskiej, A. Wyszkowski (1990) w Elblągu, a także G. Wójcik i K. Marciniak (1995) w Toruniu.

Uznając badania bioklimatu miasta za szczególnie ważne, bo opisujące warunki życia jego mieszkańców, w niniejszej pracy zaprezentowano wyniki pierwszych na terenie Kielc badań tego typu. Ich celem było określenie przestrzennej zmienności biotopoklimatu w sezonie letnim oraz ustalenie najważniejszych czynników, które go kształtują.

Wyznaczono 8 stanowisk pomiarowych, położonych dość blisko siebie (maks. odległość 4,5 km), ale zróżnicowanych pod względem charakteru powierzchni czynnej i warunków topograficznych (ryc. 1). Zwartą zabudowę reprezentowały stanowiska: PLAC (5) na Placu Wolności, DWORZEC (4) obok dworca PKP i KATEDRA (2) na Wzgórzu Zamkowym. Tereny rekreacyjne to punkty PARK (6) w śródmieściu i ZALEW (7) w pobliżu zbiornika wodnego o tej samej nazwie. Można do nich zaliczyć także położone w sąsiedztwie ogródków działkowych stanowisko SILNICA (8) w dzielnicy Szydłówek. Znajdowało się ono 6 m od strumienia Silnica, w dolinie o głębokości 25 m i zorientowanej w kierunku W-E. Do terenów z wysoką i luźną zabudową można zaliczyć stanowisko SZPITAL (3) obok Szpitala Neuropsychiatrycznego w dzielnicy Czarnów. Jako punkt odniesienia traktowano stanowisko OGRÓDEK (1) (ogródek meteorologiczny Instytutu Geografii) położone na skraju miasta i otoczone polem uprawnym.

Material i metoda

Material obserwacyjny pochodził z całodobowych, cegodzinnych pomiarów terenowych prowadzonych w dniach 13-16 czerwca i 9-20 lipca 1999 roku, w warunkach pogody o małym i umiarkowanym zachmurzeniu.

Na wysokości 1,3 m nad poziomem gruntu mierzono temperaturę i wilgotność powietrza psychrometrami aspiracyjnymi Assmanna oraz ochładzanie bioklimatyczne suche katatermometrami

Hilla. Pomiary temperatury powierzchni czynnej były wykonywane termometrami elektronicznymi HD 8605 z sondami przylgowymi włoskiej firmy PADOVA. Jednocześnie prowadzono obserwacje zachmurzenia, wiatru i hydrometeorów. Wykorzystując kryterium parności Scharlau'a (aktualna prężność pary wodnej $> 18,8$ hPa) oraz skalę Petroviča i Kacvinskiego dla wielkości ochładzającej powietrza, porównano warunki bioklimatyczne w mieście pod względem komfortu termiczno-wilgotnościowego.



Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych
Distribution of the measurement points

- 1 – OGRÓDEK (GARDEN), 2 – KATEDRA (CATHEDRAL), 3 – SZPITAL (HOSPITAL), 4 – DWORZEC (STATION),
5 – PLAC (SQUARE), 6 – PARK, 7 – ZALEW (LAKE), 8 – SILNICA

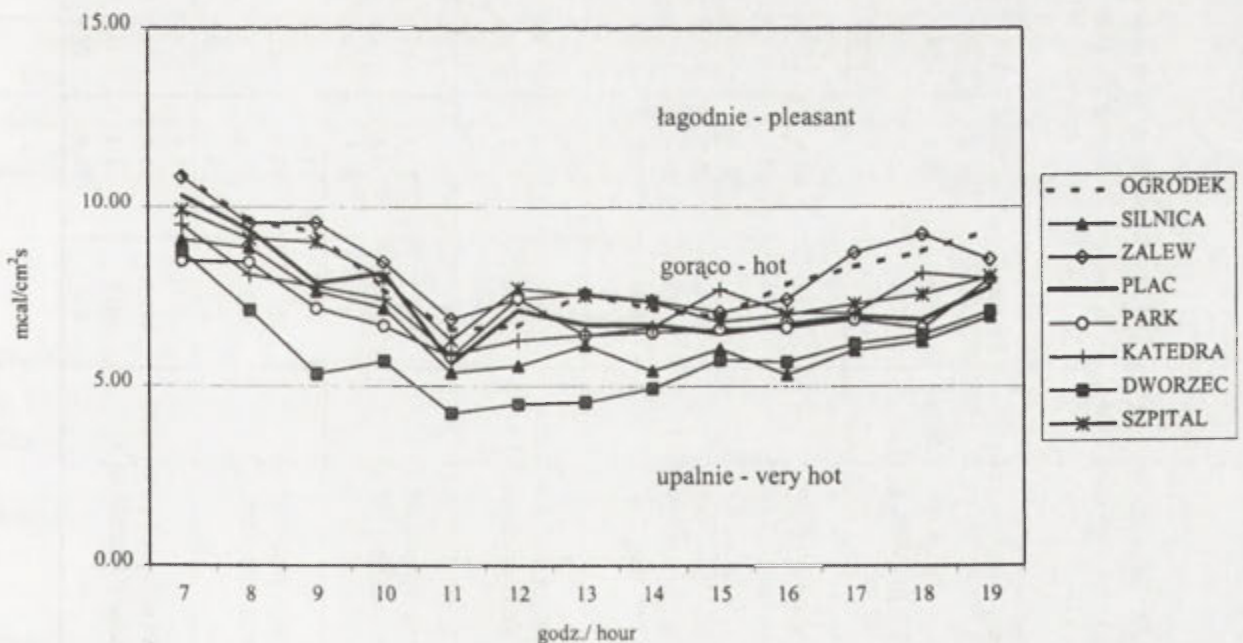
Określono związki korelacyjne pomiędzy terminowymi (godzinnymi) wartościami danego elementu na stanowisku OGRÓDEK i odpowiednimi wartościami godzinnymi na pozostałych stanowiskach pomiarowych.

Analizę zróżnicowania biotopoklimatycznego wykonano oddzielnie na podstawie wartości średnich i współczynników zmienności: temperatury powietrza, temperatury powierzchni czynnej, temperatury punktu rosy, prężności aktualnej, niedosytu wilgotności, wilgotności względnej oraz wielkości ochładzającej powietrza. Przed analizą skupień wartości cech poddano standaryzacji. Grupowanie obiektów (stanowisk) przeprowadzono metodą pojedynczego wiązania, wykorzystując diagram odległości miejskiej Manhattan w programie Statistica.

Wyniki

Wielkość ochładzająca powietrza

Średni dzienny przebieg (od godziny 7 do 19) ochładzania bioklimatycznego wskazuje na ogólnie uciążliwe warunki termiczne w okresie wykonywanych pomiarów. Praktycznie wszystkie wartości mieszczą się w przedziale 5,0-10,0 mcal/cm²s (210,1-420,0 W/m²), co w skali Petroviča i Kacvinskigo odpowiada warunkom „gorąco”. Na stanowisku DWORZEC w godzinach od 11 do 14 występowały często stany określone jako „upalnie” (ryc. 2). Rekordowo niskie ochładzanie wyniosło w tym miejscu 1,2 mcal/cm²s (50,2 W/m²). Charakterystyczną cechą tego stanowiska jest również wysoka, niemal dwukrotnie większa niż w PARKU względna zmienność ochładzania (tab. 1).



Ryc. 2. Średni dzienny przebieg wielkości ochładzającej powietrza
Mean daily course of cooling power

Z wyjątkiem stanowiska ZALEW przeciętne ochładzanie w mieście było niższe od występującego w punkcie OGRÓDEK. Wyniki pomiarów z tego ostatniego odznaczają się także stosunkowo słabymi związkami z wartościami występującymi na stanowiskach miejskich.

Tab. 1. Wartości średnie (AVG), ekstremalne (MAX, MIN) i współczynniki zmienności (CV) elementów meteorologicznych na poszczególnych stanowiskach pomiarowych
 Mean (AVG) extreme values (MAX, MIN) and coefficients of variation (CV) of the meteorological elements on the individual measurements posts
 CV – coefficient of variation = $100 \text{ SD} / \text{AVG}$, SD – standard deviation

Elementy / Elements	Parametr	OGRÓDEK	SILNICA	ZALEW	PLAC	PARK	KATEDRA	DWORZEC	SZPITAL
Temperatura powierzchni gruntu Surface temperature [°C]	AVG	23.0	18.6	21.2	26.9	19.3	24.4	26.4	22.1
	MAX	40.8	24.7	33.0	40.9	26.3	40.4	38.1	32.7
	MIN	13.9	7.6	11.8	15.0	13.9	14.4	14.1	13.6
	CV	26.0	15.3	21.7	23.2	13.1	23.2	20.8	18.1
Temperatura powietrza Air temperature 1,3 m [°C]	AVG	20.4	19.9	20.9	21.7	20.4	21.5	22.7	21.4
	MAX	28.9	27.3	29.4	28.8	27.4	29.2	30.6	28.6
	MIN	9.2	7.2	8.6	12.2	12.0	12.4	11.8	11.4
	CV	20.2	22.4	20.0	18.0	17.7	18.2	17.6	18.7
Prężność pary wodnej Vapour pressure [hPa]	AVG	15.8	17.3	17.0	17.0	16.5	15.0	17.3	15.5
	MAX	21.6	26.3	24.0	24.8	22.4	22.3	27.2	26.5
	MIN	11.1	9.1	8.6	11.9	12.3	10.9	9.9	10.8
	CV	16.3	19.0	16.7	18.2	14.0	18.1	16.6	19.8
Wilgotność względna powietrza Relative air humidity [%]	AVG	68.1	74.8	70.2	63	70.5	60.1	63.6	62.1
	MAX	100	99	98	95	99	92	98	98
	MIN	41	45	40	37	39	33	28	35
	CV	22.9	19.1	21.1	23	20.6	25.1	25.5	25.7
Niedosyt wilgotności Saturation deficit [hPa]	AVG	8.8	6.7	8.3	9.6	7.9	11.2	11.1	10.7
	MAX	21.2	18.9	20.9	22.2	21.0	25.4	25.7	25.1
	MIN	0.0	0.1	0.4	0.3	0.2	1.3	0.3	0.4
	CV	60.1	69.4	63.8	57.7	60.3	51.6	58.6	54.8
Temperatura punktu rosy Dew point temperature [°C]	AVG	13.6	15.0	14.8	14.8	14.4	12.7	15.2	13.2
	MAX	18.8	21.9	19.2	21.0	19.3	19.2	22.5	19.7
	MIN	8.5	5.6	5.6	9.5	10.0	7.1	2.3	2.8
	CV	18.1	19.5	17.6	18.8	14.8	22.2	14.9	21
Wielkość ochładzająca powietrza Cooling power [mcal/cm ² s]	AVG	8.6	7.0	8.7	7.8	7.3	7.6	6.3	8.2
	MAX	15.4	12.1	14.8	13.8	13.4	17.5	12.9	14.4
	MIN	2.9	3.0	3.9	1.8	4.1	2.9	1.2	3.6
	CV	30.6	28.4	31.3	32.6	23.3	31.2	38	30.4

Współczynniki korelacji przyjmują wartości od 0,457 – ZALEW do 0,668 – DWORZEC (tab. 2). Przyczyną tego jest stosunkowo niewielki związek ochładzania z temperaturą podłoża. Wpływ temperatury powierzchni czynnej na wielkość ochładzającą powietrza najwyraźniej zaznaczył się na PLACU i DWORCU (współczynniki determinacji odpowiednio 0,53 i 0,42). W sąsiedztwie ZALEWU i w OGRÓDKU był on najniższy (0,08 i 0,14). Są to stanowiska najbardziej otwarte, gdzie nawet słabe powiewy wiatru istotnie zwiększają wielkość ochładzającą powietrza. Wyniki te wskazują na dominujący wpływ ruchu powietrza na ochładzanie.

Tab. 2. Współczynniki korelacji pomiędzy godzinnymi wartościami elementów meteorologicznych na poza miejskim stanowisku OGRÓDEK a odpowiednimi wartościami na poszczególnych stanowiskach pomiarowych w mieście
Correlation coefficients between hourly values of the meteorological elements in the suburban point GARDEN and corresponding values on the individual urban points

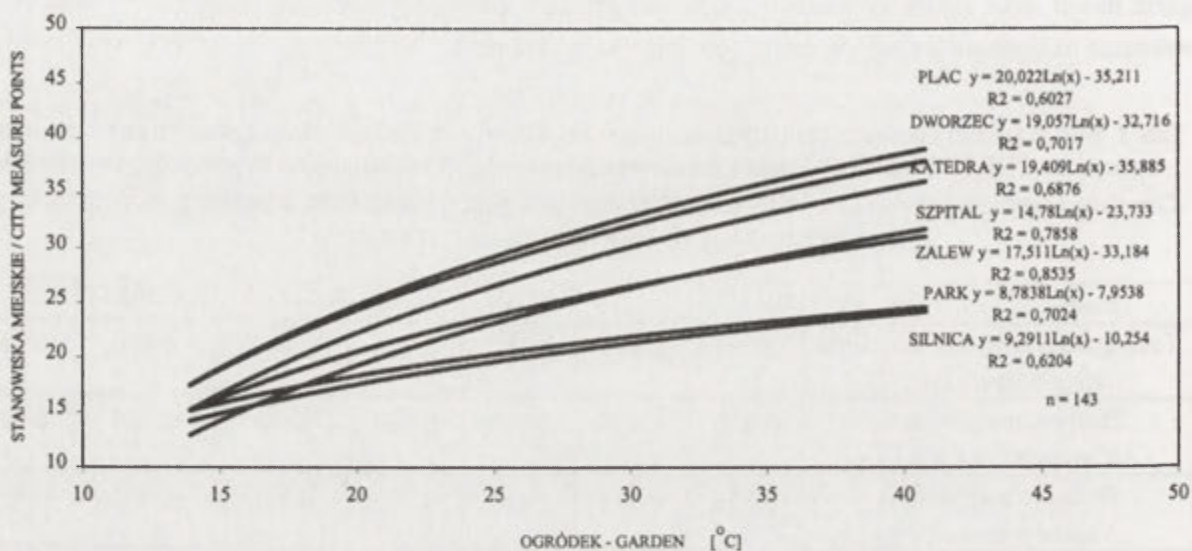
Elementy / Elements	SILNICA	ZALEW	PLAC	PARK	KATEDRA	DWORZEC	SZPITAL
Temperatura powierzchni gruntu Surface temperature [°C]	0.556	0.811	0.767	0.786	0.707	0.800	0.794
Temperatura powietrza Air temperature 1,3 m [°C]	0.970	0.974	0.965	0.969	0.964	0.964	0.971
Prężność pary wodnej Vapour pressure [hPa]	0.736	0.633	0.403	0.373	0.856	0.602	0.429
Wilgotność względna powietrza Relative humidity [%]	0.819	0.770	0.817	0.850	0.887	0.889	0.817
Niedosyt wilgotności Saturation deficit [hPa]	0.853	0.770	0.793	0.736	0.945	0.938	0.884
Temperatura punktu rosy Dew point temperature [°C]	0.702	0.648	0.333	0.841	0.847	0.498	0.757
Ochładzanie bioklimatyczne Cooling power [mcal/cm ² s]	0.606	0.457	0.508	0.569	0.631	0.668	0.651

Dla wszystkich pomiarów (także nocnych) obliczono częstość występowania ochładzania z przedziału 10,1-15,0 mcal/cm²s (420,1-630,0 W/m²) oznaczającego odczucie „łagodnie”. Okazało się, że zdecydowanie najczęściej stan komfortu termicznego notowano w punkcie ZALEW (32,2%) i SZPITAL (22,9%), najrzadziej warunki takie występowały na DWORCU (5,1%).

Temperatura powierzchni czynnej

Temperatura podłoża okazała się elementem najbardziej różnicującym warunki topoklimatyczne. Znaczenie rodzaju powierzchni czynnej wzrastało pod tym względem przy silnej insolacji w godzinach południowych. Okazało się, że związek temperatury podłoża w mieście z temperaturą w terenie otwartym tj. w punkcie OGRÓDEK najlepiej aproksymują funkcje logarytmiczne. Układ linii regresji wskazuje na 3 grupy stanowisk: bardzo ciepłych, umiarkowanie ciepłych i stosunkowo chłodne (ryc. 3). Do pierwszej grupy należą stanowiska PLAC ze średnią temperaturą 26,9°C, DWORZEC (26,4°C) i KATEDRA (24,4°C). Drugą grupę tworzą punkty SZPITAL (22,1°C) i ZALEW (21,2°C), a trzecią PARK (19,3°C) i SILNICA (18,6°C). Na stanowiskach najcieplejszych zmienność temperatury podłoża była wyraźnie większa, niż na

stanowiskach chłodnych. Najbardziej stabilne warunki termiczne panowały w PARKU (tab. 1). Rosnące tam ogromne kasztanowce bardzo skutecznie ograniczają dopływ promieniowania słonecznego do podłoża. Stąd też maksymalna temperatura powierzchni gruntu w PARKU (26,3°C) była o 14,1 deg niższa od rejestrowanej na pobliskim stanowisku KATEDRA.



Ryc. 3. Zależności pomiędzy godzinnymi wartościami temperatury powierzchni gruntu na stanowisku OGRÓDEK (X) a odpowiednimi wartościami na pozostałych stanowiskach pomiarowych (Y)
The relationship between the hourly values of surface temperature in the GARDEN (X) and corresponding values on the remaining measure points (Y)

Najniższą temperaturę gruntu rejestrowano w punkcie SILNICA. W dolinie tej rzeki tworzą się często zastoiska zimnego powietrza. Wyraźne ochłodzenie odczuwalne jest tu najwcześniej, jeszcze przed zachodem Słońca. Zanotowana tu najniższa temperatura podłoża (7,6°C) była o około 7 deg niższa w porównaniu z ekstremalnie niskimi wartościami jakie wystąpiły na stanowiskach w centrum miasta (tab. 1).

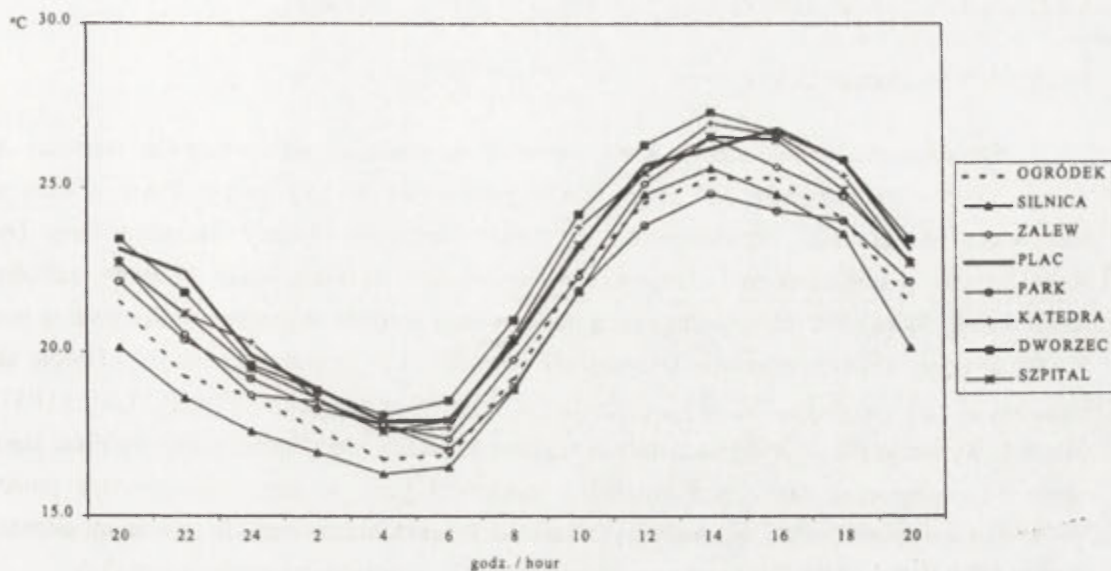
Temperatura powietrza

Wartości średnie temperatury powietrza zawierają się między 19,9°C w punkcie SILNICA i 22,7°C na stanowisku DWORZEC. Dla położonego na granicy miasta punktu OGRÓDEK otrzymano taką samą wartość (20,4°C), co w położonym w śródmieściu PARKU.

Pod względem wartości ekstremalnych temperatury powietrza wyróżnia się stanowisko SILNICA, gdzie zanotowano najniższą temperaturę minimalną (7,2°C) i maksymalną (27,3°C). W całym okresie pomiarów najwyższa temperatura powietrza (30,6°C) wystąpiła w punkcie obok dworca PKP (tab. 1).

W średnim przebiegu dobowym temperatury powietrza widoczne są pewne prawidłowości. Nocą i wczesnie rano najchłodniejszym miejscem jest dolina Silnicy, natomiast w godzinach południowych PARK (ryc. 4). Największe różnice temperatury powietrza przekraczające 7 deg (max.

7,7 deg) występowały zwykle wieczorem (godz. 20-22) między punktami SILNICA i DWORZEC oraz SILNICA i PLAC.



Ryc. 4. Średni dobowy przebieg temperatury powietrza
Mean daily course of air temperature

Wilgotność powietrza

Z bioklimatycznego punktu widzenia najważniejszymi charakterystykami wilgotności powietrza są prężność pary wodnej i niedosyt wilgotności. W warunkach letnich wysoka prężność pary wodnej jest czynnikiem obciążającym organizm człowieka, dlatego też jej wartość równą 18,8 hPa uznaje się jako dolną granicę stanu parności. Pod względem częstości występowania takich sytuacji warunkami najmniej korzystnymi charakteryzowały się stanowiska w sąsiedztwie rzeki – ZALEW (32,2% wszystkich przypadków) i SILNICA (30,1%), a także rejony zwartej zabudowy – DWORZEC (30,1%) i PLAC (28,7%). Na pozostałych stanowiskach częstość stanów parności była zdecydowanie mniejsza i wynosiła od 14,7% w punkcie KATEDRA do 18,2% (SZPITAL i PARK). Porównując te wyniki z wielkością ochładzającą powietrza zauważamy, że w korzystnym pod względem ochładzania stanowisku ZALEW brak wiatru może powodować uciążliwy stan parności. Zwykle dobra wentylacja na Wzgórzu Zamkowym, w pobliżu KATEDRY i na wzniesieniu koło szpitala sprawiają, że stany parności występują tam stosunkowo rzadko. W PARKU prężność pary wodnej jest niższa ze względu na chłodniejsze podłoże i powietrze. Małej zmienności termicznej towarzyszy tu niewielka zmienność ciśnienia pary wodnej (tab. 1).

Zmiany wilgotności względnej powietrza są w znacznym stopniu uwarunkowane temperaturą powietrza. Współczynniki determinacji dla poszczególnych stanowisk niewiele się różnią i wynoszą od 0,54 dla KATEDRY do 0,67 dla PLACU. Na stosunkowo chłodnym stanowisku SILNICA wilgotność względna nie spadała nigdy poniżej 45%, gdy na najcieplejszym punkcie DWORZEC zanotowano nawet 28%. Najniższą przeciętną (60%) i maksymalną (92%) wilgotnością względną odznaczało się stanowisko KATEDRA.

Niedosyt wilgotności dostarcza istotnej informacji o warunkach parowania i transpiracji w danym miejscu. Pod tym względem najmniej korzystnym stanowiskiem okazał się punkt SILNICA,

gdzie zarówno średni (z 24 pomiarów) niedosyt wilgotności (6,7 hPa), jak i maksymalny (18,9 hPa) był najmniejszy. Największym średnim niedosytem powietrza odznaczały się trzy stanowiska: KATEDRA (11,2 hPa), DWORZEC (11,1 hPa) i SZPITAL (10,7 hPa).

Podobieństwo biotopoklimatyczne

Dendrogram podobieństwa klimatycznego sporządzony na podstawie wartości średnich 7 elementów meteorologicznych łączy punkty pomiarowe w trzy grupy. Dwie z nich skupiają stanowiska na terenach zabudowanych, a trzecie obejmuje obszary niezabudowane (ryc. 5a). Największym podobieństwem klimatycznym wyróżniły się stanowiska terenów zabudowanych KATEDRA i SZPITAL. Ich wspólną cechą jest trawiaste podłoże w miejscu wykonywania pomiarów. Punkty te miały zbliżone wartości temperatury powietrza i prężności pary wodnej. Drugie skupienie stanowią punkty zwartej zabudowy o betonowo-asfaltowej powierzchni czynnej PLAC i DWORZEC. Grupa ta wyraźnie różni się od pozostałych stanowisk. Łączy zdecydowanie najcieplejsze stanowiska, różne od pozostałych także pod względem prężności pary wodnej i temperatury punktu rosy. W obrębie grupy stanowisk „rekreacyjnych” znacznym podobieństwem klimatycznym odznaczają się punkty SILNICA i PARK. Są to stanowiska o najniższej temperaturze podłoża (ryc. 5a).

Dendrogram podobieństwa stanowisk według współczynnika zmienności (ryc. 5b) ujawnił największy indywidualizm dwóch obiektów tj. SILNICY i PARKU. W stosunku do pozostałych, stanowiska te cechuje duża stabilność warunków termicznych, w tym zwłaszcza ochładzania bioklimatycznego. Ich wspólną cechą jest słaba wentylacja, która w dolinie SILNICY prowadzi często do powstania inwersji termicznych oraz wytworzenia stałej równowagi dynamicznej. Podobieństwo klimatyczne PLACU i KATEDRY oraz OGRÓDKA i ZALEWU wynika z lokalizacji tych miejsc. W pierwszym przypadku są to miejsca zaciszne otoczone zabudową, a druga para stanowisk może reprezentować teren otwarty.

Dyskusja wyników i wnioski

Duży indywidualizm biotopoklimatyczny ujawniły dwa stanowiska reprezentujące zwartą zabudowę: PLAC i DWORZEC oraz punkty, których swoistość klimatyczna związana jest z roślinnością wysoką (PARK) i orografią (SILNICA). Okazało się, że w okresie letnim uciążliwe stany parności występują najczęściej wewnątrz zwartej zabudowy (place, skwery) oraz w obniżeniach w pobliżu zbiorników wodnych.

Poza obszarem zwartej zabudowy rzeźba terenu decyduje o nocnych spadkach temperatury (największe w dolinie SILNICY), natomiast w ciągu dnia najsilniej obniża temperaturę powietrza gęsty drzewostan (PARK). Zabudowa podnosi temperaturę powietrza w ciągu całej doby, ale najsilniej jest to odczuwane późnym popołudniem i wieczorem. Wąskie dno doliny Silnicy sprzyja obniżaniu temperatury minimalnej, lecz nie jest uprzywilejowane pod względem temperatury maksymalnej, jak np. dolina Wisły w Warszawie (Stopa i in. 1984).

Indywidualizm klimatyczny Parku Miejskiego w Kielcach w największym stopniu przejawiał się w stabilności warunków termiczno-wilgotnościowych. Bardzo duży wpływ śródmiejskiej roślinności na warunki mikroklimatyczne potwierdziły np. badania prowadzone przez Bednarka i Huculaka (1983) w Warszawie. Autorzy uzyskali podobne do obliczonych w Kielcach, różnice wilgotności powietrza między terenami zielonymi i o podłożu betonowo-asfaltowym.

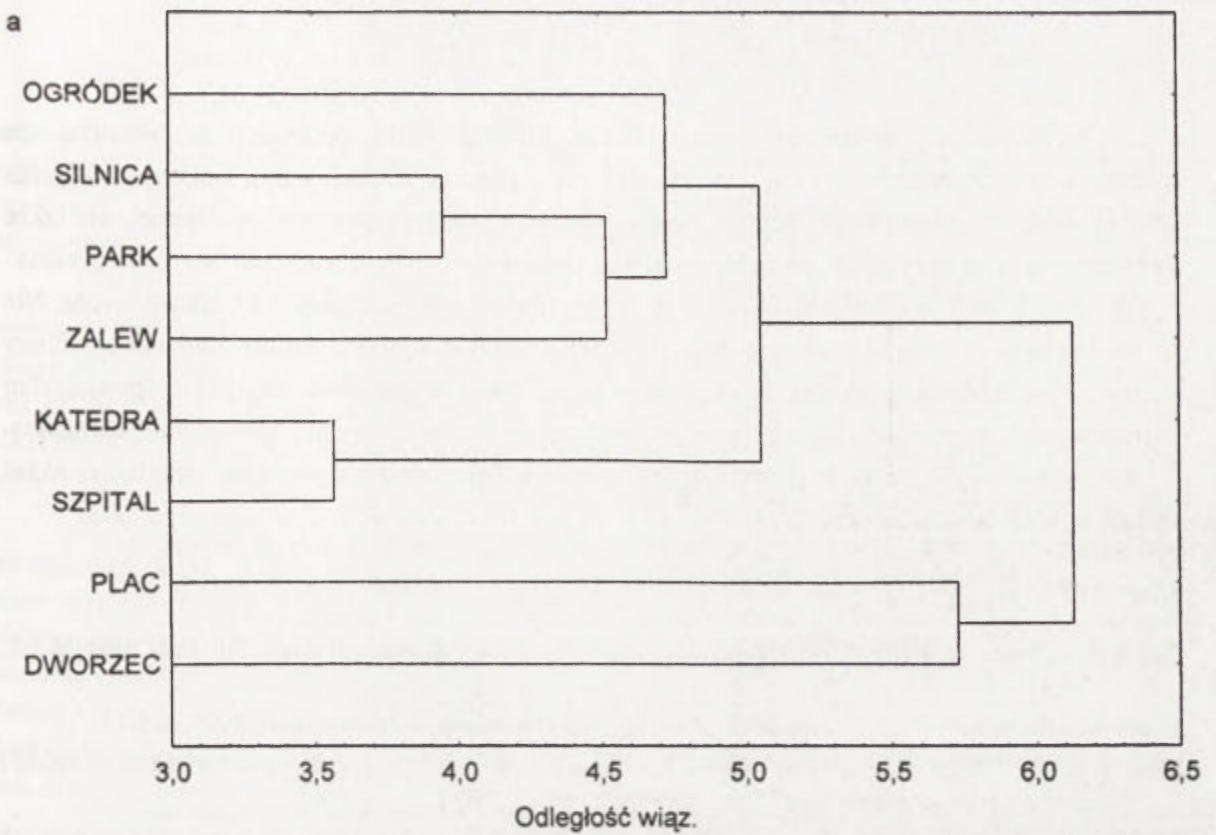
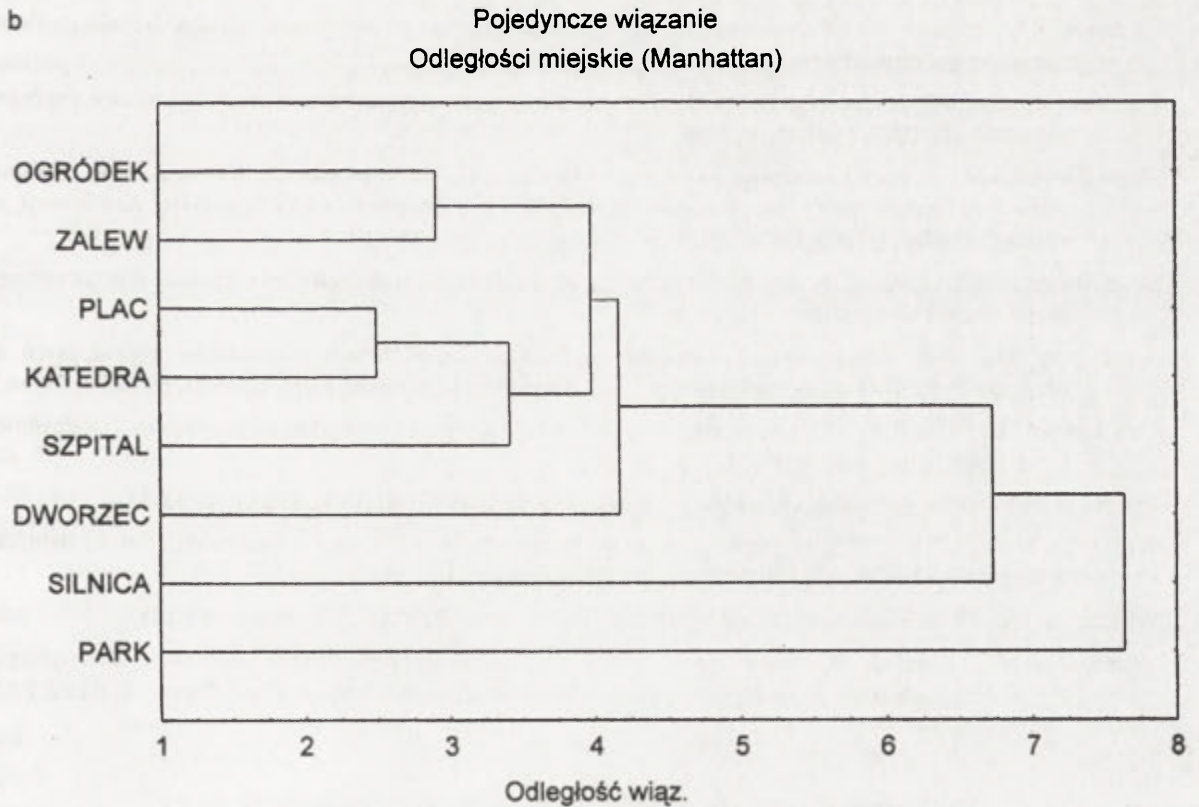


Diagram dla 8 przyp.
Pojedyncze wiązanie
Odległości miejskie (Manhattan)



Ryc. 5. Podobieństwo stanowisk pomiarowych pod względem średnich wartości elementów meteorologicznych (a) i ich współczynników zmienności (b) według metody pojedynczego wiązania
The similarity of measurements posts with respect of mean values of the meteorological elements (a) and their variation coefficients (b) after Single Linkage Method

Przedstawione ważniejsze wyniki badań klimatu Kielc prowadzą do wniosku, że zróżnicowaniu krajobrazowemu tego miasta towarzyszy znaczne zróżnicowanie bioklimatu. Wynika ono nie tylko z typowego dla każdego miasta różnego charakteru powierzchni czynnej, ale także z występowania na niewielkim obszarze bardzo urozmaiconej rzeźby terenu. Jest ona „wzmacniana” wysoką zabudową osiedli mieszkaniowych na licznych wzgórzach otaczających centrum miasta. Nie po raz pierwszy okazało się, jak ważną rolę z bioklimatycznego punktu widzenia odgrywają tereny zielone. Park Miejski, położony w centrum miasta, mimo stosunkowo niewielkiej powierzchni odznacza się w okresie letnich upałów najbardziej komfortowymi warunkami termiczno-wilgotnościowymi. W układzie urbanistycznym miasta najkorzystniejszy jest więc mozaikowy układ zabudowy i terenów zielonych.

Literatura

- Bednarek A., Huculak W., 1983, *Differentiation of microclimatic conditions in Warsaw*. Pol. Ecol. Stud., 9, 1-2, 7-24.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1992, *Uwagi o metodach badania klimatu miast*. Zeszyty IGiPZ PAN, 6, 5-13.
- Mierzwiński B., 1992, *Dzienne zmiany różnic temperatury powietrza między osiedlem z dużym udziałem zieleni i terenem pozamiejskim*. Prace i Studia Geograficzne, 11, 85-94.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., Olecki Z., 1973, *Stosunki termiczno-wilgotnościowe wybranych zbiorowisk roślinnych w zachodniej części Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. Fol. Geogr., Sci. Geogr.-Phys., 7, 27-75.
- Olszewski J. L., Pielaciński J., Żarnowiecki G., 1991, *Klimat naturalnych ekosystemów Świętokrzyskiego Parku Narodowego*. Phytocoenosis, 3, 229-236.
- Różycka W., Gacka-Grzesikiewicz E., 1972, *Warunki klimatyczne a przestrzenna struktura miasta (wybrane zagadnienia)*. IUiA, Warszawa, 1-98.
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Kossowska-Cezak U., Ryczywolska E., Wawar J., 1984, *Badania wpływu zabudowy na klimat lokalny w Warszawie*. [w:] *Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji nt. Klimat i bioklimat miast*, Łódź, 29-35.
- Stopa-Boryczka M., 1992, *Z badań klimatu Warszawy Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*. Prace i Studia Geograficzne, 11, 21-38.
- Szczerbacki M., 1968, *Klimat miasta Poznania*. [w:] *Zagadnienia klimatu i warunków higienicznych na obszarze Poznania i strefy podmiejskiej*. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk. Kom. Upowsz. Nauki, 3, 11-46.
- Tarajkowska M., 1971, *Wpływ zabudowy miejskiej na warunki termiczne powietrza na przykładzie Częstochowy*. Zesz. Nauk. Uniw. Łódzkiego, 2, 43, 139-159.
- Trapp J., 1980, *Wpływ warunków naturalnych i zabudowy na klimat Gdyni*. Dok., Geogr., 6, 52-53.
- Wójcik G., Marciniak K., 1995, *Miejska wyspa ciepła w Toruniu*. [w:] *Człowiek a środowisko*. red. Z. Babiński, J. Szupryczyński, Toruń, 170-175.
- Wyszkowski A., 1990, *Klimat lokalny Elbląga*. Conf. Papers, 4, IGiPZ PAN, Warszawa, 113-121.
- Wyszkowski A., Trapp J., Korzeniewski J., 1990, *Zróżnicowanie przestrzenne warunków klimatycznych aglomeracji gdańskiej ze szczególnym uwzględnieniem obszarów leśnych*. Conf. Papers, 4, IGiPZ PAN, Warszawa, 147-152.

DIFFERENTIATION OF BIOTOPOCLIMATIC CONDITIONS IN KIELCE

Summary

The studies were carried out in conditions of anticyclone and sunny weather on 16 chosen days of the summer (June - July 1999). All day measurements were conducted every hour. The following meteorological elements were measured: active surface temperature (measured by resistance thermometers with the thermistor

sensors), air temperature (taken by means of Assmann's aspiration psychrometers with electric drive) at 130 cm above ground, actual vapour pressure, saturation deficit, dew-point and relative air humidity (determined according to psychrometer indications). Additionally dry cooling power was measured using katathermometers at 130 cm above ground.

Measurements were made in 8 places located in various topographical situations (max. distance 4,5 km). Downtown points PLAC (square) and DWORZEC (railway station) represented build-up area, PARK was situated in city park and KATEDRA was located on the cathedral hill. The points SILNICA and ZALEW (lake) were situated (respectively) at the bottom of river valley, and in the vicinity of artificial lake. The point SZPITAL (hospital) was on the hill near wide road. The stand OGRÓDEK (garden) was located outside the town and was treated as a relation point (Fig. 1).

Relationships between hourly values of individual characteristics of meteorological element outside the city and appropriate values at the remaining points were calculated (tab. 2). The correlations between hourly values of some chosen characteristics of climate in all measuring places were obtained in the same way. Dry cooling power (Kacvisnsky and Petrovič scale) and sultry states (Scharlau's criterion) were used in estimation the bioclimatic conditions in the town. In order to determine the similarity of biotopoclimates The Single Linkage Method was applied. Dendrograms of biotopoclimatic differences between the posts (Fig. 5) were done with city block diagram (Manhattan distance) method. Mean values and variation coefficients of all measured elements were standardised before classification.

The temperature of the ground (active surface) most differentiated measured posts. Its role as differentiation factor increased under intense insolation at midday. Relationships between active surface temperature outside the town (OGRÓDEK) and on the other points were obtained in the form of logarithmic functions (Fig. 2). These functions revealed 3 groups of points: very warm (PLAC, DWORZEC, KATEDRA), moderately warm (ZALEW, SZPITAL) and cool (PARK, SILNICA). The first group of points has usually higher air temperature compared to the suburban. The highest differences between the air temperature in the city (PLAC) and its surroundings (SILNICA) reached 7,7 deg and have been noted in the evening (8 - 9 p.m.).

Sultry periods occurred most often in the vicinity of water (ZALEW - 32,2% of days, SILNICA - 30,1%) and inside compact buildings (DWORZEC 30,1% and PLAC 28,7%). Frequency of sultriness was much smaller on the other points (14,7% of days KATEDRA to 18,2% SZPITAL and PARK). The longest period of "comfort" in respect of cooling power was obtained in ZALEW (32,2% of days). The clearest effect of active surface temperature on cooling power was on the PLAC and SILNICA valley.

The highest bioclimatic similarity has been found between KATEDRA and SZPITAL – the points situated on hill with grass as active surface. The second set, created from two posts SILNICA and PARK has been characterised by small ventilation. The most individual climate features in respect of mean values have PLAC and DWORZEC that represent concrete-covered active surfaces (Fig. 5a). These three groups revealed the individual type of topoclimate.

Dendrogram with regard to variation of all elements (Fig. 5b) reflects the individual character of two points - SILNICA and PARK. These places are characterised by the greatest stability of thermal conditions and cooling power.

Vegetation, the surface of streets and squares as well as the height of buildings affect the temperature, wind velocity and air humidity that are responsible for bioclimatic comfort. The weather stress caused by high vapour pressure occurred most often in depressions, near reservoirs of water and also in compact buildings. However in other, not sultry, periods the neighbourhood of the lake creates the best thermal conditions. The studies have shown a distinct influence of town-centre park vegetation on the majority of microclimatic elements. It seems that the influence of urban green on bioclimatic conditions is proportional to the density of trees canopy.

In conclusion one may state that differentiation of biotopoclimate in Kielce during radiation weather is determined above all by physical properties of the active surface.

KONCEPCJA PRZEGLĄDOWEJ MAPY TOPOKLIMATYCZNEJ POLSKI

Krzysztof Błażejczyk

Abstract: The paper contains general ideas and principles of a new topoclimatic map of Poland. The map will cover the whole territory of Poland and will be made with the use of GIS methods. Several, digital layers of the map will be established. The basic maps concern the main components of geographical environment (relief, land use, ground moisture). Climatic layers are derived from the basic ones. The synthetic, topoclimatic map will provide information dealing with solar radiation balance, with thermal-and-anemological conditions as well as with the occurrence of specific features of local climate.

Key words: Poland, topoclimate, GIS, mapping methods.

Wstęp

Klimat jest jednym z podstawowych elementów środowiska geograficznego. W odniesieniu do skali regionalnej warunki mezoklimatyczne są rozpoznane dość dobrze. Niedostateczna jest natomiast wiedza o rozkładzie i dynamice lokalnych warunków klimatycznych, które określa się mianem topoklimatycznych. W przeciwieństwie do rzeźby terenu, stosunków hydrograficznych czy roślinności brak jest w Polsce mapy, która w sposób przeglądowy pokazywałaby rozkład warunków topoklimatycznych. Według klasycznej definicji C.W.Thornthwaite'a (1953) przez topoklimat należy rozumieć „klimat bardzo małego obszaru”. Jako zasięg badań topoklimatycznych można za J. Paszyńskim i innymi (1999) przyjąć warstwę przyziemną atmosfery o grubości rzędu kilkudziesięciu metrów w dzień i kilku metrów w nocy. W jej obrębie rozważany jest przebieg i efekt procesów klimatotwórczych zachodzących zarówno pod wpływem wyższej, granicznej, warstwy powietrza, jak i właściwości fizycznych podłoża atmosfery.

Brak przeglądowej mapy topoklimatycznej jest nie tylko bolączką polskiej klimatologii. Tylko w nielicznych krajach wykonano taką mapę. W Europie przeglądowe mapy topoklimatyczne o charakterze ogólnym lub aplikacyjnym (bioklimatycznym) powstały w Czechach (Quitt 1992), Rumunii (Bogdan i in. 1977) i Niemczech (Jendritzky 1990). Znacznie częściej wykonywane są wielkoskalowe mapy topoklimatyczne w skali od 1:10 000 do 1:100 000; (porównaj Błażejczyk 1984, 1990a, 1990b, 1992, Paszyński 1980, Paszyński i in. 1999).

Podstawową przyczyną takiego stanu badań w zakresie topoklimatologii są trudności ze znalezieniem sposobu przedstawienia na dwuwymiarowej płaszczyźnie, jaką jest mapa, czterowymiarowej rzeczywistości klimatycznej, gdzie czwartym wymiarem jest czas. Procesy klimatotwórcze zmieniają się bowiem nie tylko w przestrzeni, ale także w czasie, zarówno w skali doby (różnice pomiędzy dniem i nocą), jak i w skali roku (to zróżnicowanie jest szczególnie wyraźnie zaznaczone w umiarkowanych szerokościach geograficznych).

Pomimo istnienia tych trudności podjęto przed kilku laty pierwszą próbę wykonania przeglądowej mapy topoklimatycznej dla obszaru Polski północno-wschodniej (Błażejczyk 1998). Opracowanie miało

charakter metodyczny, a wykonano je w skali 1:300 000. Do scharakteryzowania lokalnego zróżnicowania podstawowych elementów klimatu oraz warunków bioklimatycznych zastosowano techniki cyfrowe Systemu Informacji Geograficznej (GIS) oraz rastrowy system zapisywania informacji i graficznego ich prezentowania. Przyjęty raster obejmował obszar o rozmiarach 3x3 km. Mapa włączona została do monograficznego opracowania warunków bioklimatycznych Polski północno-wschodniej (Krawczyk, Błażejczyk 1999).

Doświadczenia uzyskane podczas wykonywania tego opracowania pozwalają na sformułowanie dwóch podstawowych wniosków:

- zastosowanie technik i procedur GIS umożliwia uzyskanie rzeczywistego obrazu zróżnicowania warunków topoklimatycznych badanego obszaru,
- skala mapy 1:300 000 i raster o wielkości 3x3 km okazały się za mało dokładne do ukazania tego zróżnicowania.

Celem obecnego opracowania jest przedstawienie ogólnej koncepcji sporządzenia przeglądowej mapy topoklimatycznej Polski, które – być może – rozpocznie dyskusję nad ostatecznym kształtem tego zamierzenia.

Podstawowe założenia przeglądowej mapy topoklimatycznej

Skala mapy

Większość przeglądowych map fizycznogeograficznych wykonana została w skalach 1:300 000 lub 1:500 000. Tymczasem doświadczenia wyniesione ze wspomnianego wyżej opracowania warunków topoklimatycznych Polski północno-wschodniej wskazują jednak, że skale te są za małe, zbyt ogólne w odniesieniu do zagadnień klimatu lokalnego. Istniejące w tych skalach mapy przeglądowe zacierają wiele istotnych informacji o środowisku geograficznym.

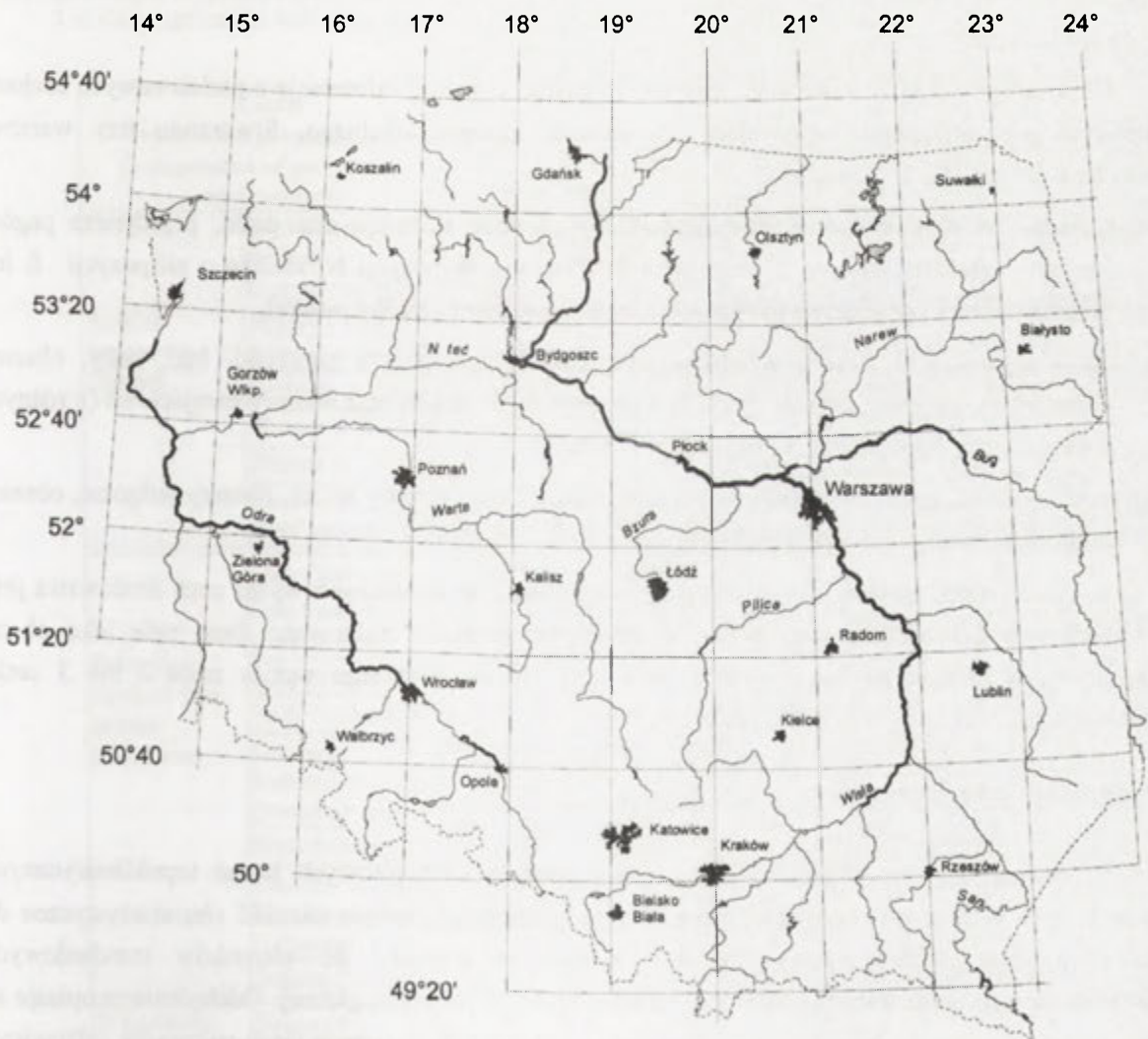
Biorąc powyższe fakty to pod uwagę przyjęto dla przeglądowej topoklimatycznej mapy Polski skalę 1:200 000. Istniejąca w tej skali topograficzna mapa Polski, zachowuje wszystkie cechy wielkoskalowych map topograficznych. Skala ta jest także podstawą komputerowego atlasu Polski, wykonywanego w IGiPZ PAN. Obszar Polski jest w przyjętej skali przedstawiony na 75 arkuszach (ryc. 1).

Podstawowe jednostki przestrzenne

Większość map topoklimatycznych wykonywanych metodami tradycyjnymi przedstawia obszary o jednorodnych cechach klimatu lokalnego, przy czym zestaw tych cech jest w każdym z opracowań nieporównywalny z innymi. Zagadnieniem, które budzi liczne dyskusje i kontrowersje jest wytyczenie granic tych poszczególnych obszarów. Opierają się one z reguły na granicach różnych form rzeźby terenu, rodzaju szaty roślinnej, rodzaju podłoża czy też zagospodarowania terenu. Takie podejście do delimitacji daje dobre rezultaty w przypadku wielkoskalowych map topoklimatycznych wykonywanych dla małych obszarów. Jest ono jednak nieodpowiednie w przypadku mapy przeglądowej, obejmującej całe terytorium Polski. W skali 1:200 000 obszary o jednorodnych cechach klimatu lokalnego są w niektórych typach

krajobrazu tak małe, że stają się optycznie nieczytelne. Drugim problemem, który praktycznie eliminuje taki sposób delimitacji podstawowych topoklimatycznych jednostek przestrzennych, są utrudnienia związane ze stosowaniem sformalizowanych, cyfrowych technik zapisu informacji podstawowych i przetwarzania obrazu.

Dlatego też, w proponowanej koncepcji podziału Polski na obszary o określonych typach topoklimatu, wykorzystano pola podstawowe o kształcie kwadratów. Takie podejście daje szerokie możliwości cyfrowej archiwizacji informacji o środowisku i cechach klimatu lokalnego badanego obszaru oraz pozwala na włączanie do tworzonej bazy danych informacji pozyskiwanych z satelitów. Tak stworzona baza danych o środowisku geograficznym, w tym o cechach klimatu lokalnego, umożliwia szybkie, automatyczne przetwarzanie danych i wykonywanie map o charakterze aplikacyjnym.



Ryc. 1. Arkusze mapy topograficznej Polski 1:200 000
Sheets of topographic map of Poland 1:200 000

Z uwagi na rozległy obszar opracowania (ponad 300 000 km²) za pole podstawowe przyjęto obszar o rozmiarach 1x1 km. Podstawą wydzielanych pól jest siatka kilometrowa mapy topograficznej Polski w skali 1:200 000. Każdy arkusz mapy topograficznej zawiera od 6000 do 6500 takich pól podstawowych.

Elementy bazy danych

Na bazę danych o środowisku geograficznym składa się kilka grup tematycznych, które można połączyć następująco (ryc. 2):

- dane podstawowe o środowisku geograficznym,
- dane o klimatycznych cechach środowiska,
- syntetyczna mapa topoklimatyczna,
- mapy aplikacyjne.

Dla każdego pola podstawowego zapisano w postaci cyfrowej informacje o podstawowych cechach środowiska geograficznego, wpływające na warunki klimatu lokalnego. Stworzono trzy warstwy tematyczne zawierające informacje o:

rzeźbie terenu, w obrębie której uwzględniono: wyniesione równiny, dna dolin, pojedyncze pagóry i szczyty, grzbiety, zbocza o ekspozycji S, zbocza o ekspozycji N, zbocza o ekspozycji E lub W oraz obszary przejściowe (o różnych kombinacjach form rzeźby terenu),

pokryciu i użytkowaniu terenu, w której wydzielono: lasy, pola i nieużytki, łąki, sady, obszary komunikacyjne, wsie, obszary miejskie i przemysłowe, jeziora oraz obszary przejściowe (o różnych kombinacjach form pokrycia i użytkowania terenu),

wilgotności podłoża, gdzie uwzględniono jej następujące klasy: obszary suche, obszary wilgotne, obszary podmokłe i wody oraz strefy przejściowe.

Każdemu z pól podstawowych przypisywano jedną z wymienionych wyżej cech środowiska jeśli zajmowała ona 2/3 obszaru tego pola. W innych przypadkach traktowano dane pole jako obszar przejściowy, w którym na kształtowanie warunków klimatu lokalnego wpływ mają 2 lub 3 cechy środowiska. np. zbocza E i S lub lasy, pola i wsie.

Klimatyczne cechy środowiska

Opierając się na uogólnionych wynikach licznych szczegółowych badań topoklimatycznych, prowadzonych w różnych rodzajach środowiska geograficznego, można określić charakterystyczne dla nich odchylenia podstawowych elementów klimatu w stosunku do warunków standardowych, reprezentowanych przez warunki notowane na lokalnej stacji meteorologicznej. Odchylenia te opisuje się przy pomocy współczynników zmian: temperatury powietrza (*zt*), natężenia promieniowania całkowitego (*zr*) oraz prędkości wiatru (*zv*). Wartości *zt*, *zr* i *zv* oblicza się jako stosunek wartości odpowiednich elementów meteorologicznych, mierzonych podczas pogody o małym lub umiarkowanym zachmurzeniu,

na wysokości 2 m nad gruntem, w danym rodzaju środowiska – do analogicznych wartości mierzonych w warunkach standardowych. Tabela 1 zawiera uśrednione wartości tych współczynników wyznaczone dla niektórych rodzajów środowiska. Wykorzystano przy tym głównie wyniki badań terenowych prowadzonych w Zakładzie Klimatologii IGiPZ PAN (porównaj: Błażejczyk 1984, 1990b, Krawczyk i Błażejczyk 1999, Paszyński, Miara, Skoczek 1999). Na podstawie istniejących wyników badań dotyczących zależności promieniowania odbitego od rodzaju podłoża (porównaj Kozłowska-Szczęśna 1973, Robinson 1966), można także określić współczynnik zmian albedo (z_a), który wyznacza się jako stosunek albedo danego rodzaju podłoża do albedo standardowej powierzchni trawiastej (równego 20%).

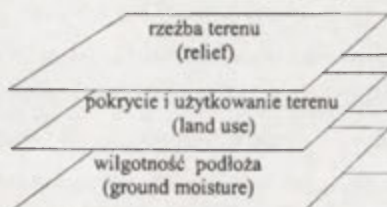
Tab. 1. Uśrednione wartości współczynników zmian: natężenia całkowitego promieniowania słonecznego (z_r), temperatury powietrza (z_t) i prędkości wiatru (z_v) na wysokości 2 m nad gruntem oraz współczynnika zmian albedo (z_a) w stosunku do warunków standardowych (panujących na lokalnej stacji meteorologicznej)

Averaged values of modifying coefficients of global solar radiation (z_r), air temperature (z_t) and wind velocity (z_v) at 2 m above ground as well as modifying coefficient of albedo (z_a) in relation to standard conditions (at the local meteorological station)

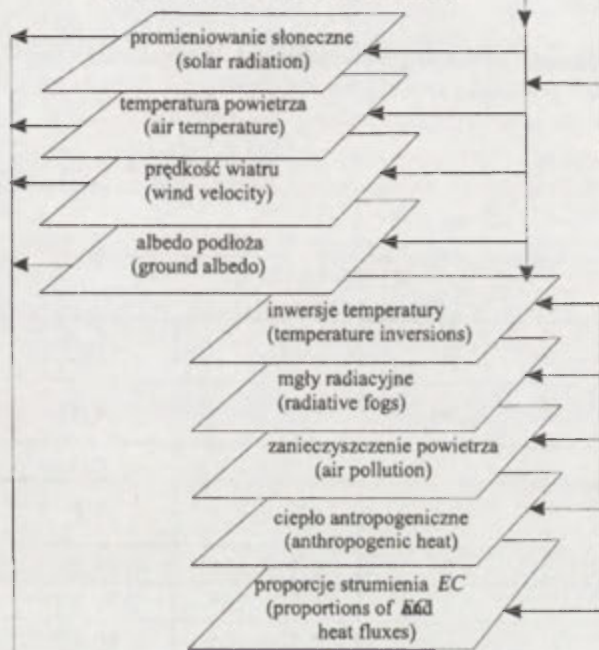
Cecha środowiska geograficznego (components of geographical environment)		Współczynniki zmian: (modifying coefficients)			
		(z_r)	(z_a)	(z_t)	(z_v)
Rzeźba terenu: (Relief)	Wyniesienia (uplands)	1,00	1,00	1,0	1,00
	Dna dolin (valleys)	1,05	1,00	0,95	0,90
	Pagóry i szczyty (hills and peaks)	0,95	1,00	0,75-0,95*	1,15
	Grzbiety (ridges)	0,95	1,00	0,75-0,95*	1,20
	Zbocza S (S slopes)	1,20	1,00	0,95-1,20*	0,90-1,10*
	Zbocza N (slopes)	0,80	1,00	0,80-0,90*	0,90-1,10*
	Zbocza E (W) (E/W slopes)	1,00	1,00	0,90-1,00*	0,95-1,15*
Pokrycie i użytkowanie terenu: (Land use)	Lasy (forests)	0,30	0,90	0,90	0,20
	Pola i nieużytki (rural areas)	1,00	1,00	1,00	1,00
	Łąki (meadows)	1,00	1,20	0,95	1,00
	Sady (orchards)	0,90	1,00	0,95	0,80
	Obszary komunikacyjne (transport areas)	1,00	0,80	1,05	0,95
	Wsie (villages)	1,00	0,90	1,10	0,80
	Obszary miejskie i przemysłowe (urbanised areas)	0,80	1,10	1,25	0,60
	Jezióra (lakes)	1,00	1,25	0,85	1,10
Wilgotność podłoża (Ground moisture)	Suche (dry)	1,00	1,00	1,00	1,00
	Wilgotne (wet)	1,00	1,00	0,95	1,00
	Podmokłe (watered)	1,00	1,00	0,90	1,00

* wartości współczynnika zmian zależą od wysokości względnej

Podstawowe informacje o środowisku geograficznym:
(Basic information about geographical environment)



Podstawowe informacje topoklimatyczne:
(Basic topoclimatic information)



Uogólnione wyniki terenowych badań topoklimatycznych
(General results of field topoclimatic research)

zmiany promieniowania słonecznego, temperatury powietrza,
prędkości wiatru i albedo podłoża pod wpływem różnych
składników środowiska geograficznego
(modifications of solar radiation, air temperature, wind velocity
and ground albedo under the influence of various geographical
elements)

jakościowa analiza występowanie specyficznych
właściwości klimatu lokalnego
(qualitative analysis dealing with the occurrence
of specific features of local climate)

Syntetyczna mapa topoklimatyczna
(Synthetic topoclimatic map)

Mapy oceniające
(dla różnych form aktywności człowieka)
Evaluating maps
(for various forms of human activity)

Ryc. 2. Schemat Systemu Informacji Geograficznej do wykonania przeglądowej mapy topoklimatycznej Polski
Scheme of Geographical Information System to be used in topoclimatic mapping of Poland

Korzystając z procedur reklasifikacyjnych programu IDRISI wykonuje się w pierwszej kolejności mapy względnych wartości promieniowania słonecznego (K), temperatury powietrza (T_a) i prędkości

wiatru (v) oddzielnie, dla różnych form rzeźby terenu, pokrycia i użytkowania terenu oraz przy różnych rodzajach wilgotności podłoża. Następnie, poprzez nakładanie odpowiednich map (względnych wartości K , T_a i v odnoszących się do różnych składników środowiska geograficznego) uzyskuje się wynikowe mapy względnych wartości podstawowych elementów meteorologicznych. Przetwarzając mapę pokrycia i użytkowania terenu uzyskuje się mapę zmian współczynnika albedo (z_a).

Bardzo ważną, jakościową charakterystyką warunków klimatu lokalnego jest występowanie na badanym terenie jego specyficznych cech, do których można zaliczyć: przygruntowe inwersje temperatury powietrza, mgły radiacyjne, zanieczyszczenie powietrza, energię pochodzenia antropogenicznego oraz zawartość w powietrzu fitoncydów (czyli lotnych, roślinnych substancji eterycznych o działaniu bakteriobójczym). Występowanie tych właściwości wiąże się z konkretnymi elementami środowiska geograficznego (tab. 2). Mapy rozkładu tych właściwości klimatu lokalnego wykonuje się więc poprzez reklasyfikację warstw tematycznych związanych z podstawowymi elementami środowiska geograficznego.

Tab. 2. Zwiększone (1) lub przeciętne (0) predyspozycje wystąpienia specyficznych właściwości klimatu oraz stosunek ewaporacyjnego do konwekcyjnego strumienia ciepła na powierzchni czynnej (E/C) w różnych formach środowiska geograficznego

Frequent (1) or non-frequent (0) occurrence of specific features of climate as well as relations of evaporative to convective heat fluxes on an active surface (E/C) in various forms of geographical environment (for the explanations of geographical environment components see table 1)

Element środowiska geograficznego		Inwersje (inversions)	Mgły radiacyjne (radiative fogs)	Zanieczyszczenie powietrza (air pollution)	Ciepło antropogeniczne (anthropogenic heat)	Fitoncydy (trees' produced aerosols)	E/C
Rzeźba terenu	Wyniesienia	0	0	0	0	0	<1
	Dna dolin	1	1	0	0	0	>1
	Pagóry i szczyty	0	0	0	0	0	<1
	Grzbiety	0	0	0	0	0	<1
	Zbocza S	0	0	0	0	0	<1
	Zbocza N	0	0	0	0	0	<1
	Zbocza E (W)	0	0	0	0	0	<1
Pokrycie i użytkowanie terenu	Lasy	0	0	0	0	1	>1
	Pola i nieużytki	0	0	0	0	0	1
	Łąki	0	1	0	0	0	>1
	Sady	0	0	0	0	1	>1
	Obszary komunikacyjne	1	0	1	0	0	<1
	Wsie	0	0	1	0	0	<1
	Obszary miejskie i przemysłowe	0	0	1	1	0	<1
	Jeziora	1	1	0	0	0	>1
Wilgotność podłoża	Suche	0	0	0	0	0	<1
	Wilgotne	0	1	0	0	0	1
	Podmokłe	0	1	0	0	0	>1

W odniesieniu do bilansu cieplnego powierzchni czynnej badania prowadzone w różnych rodzajach środowiska geograficznego (porównaj: Grzybowski 1983a, 1983b, 1984, 1986, Grzybowski i Itier 1984, Paszyński 1980, Paszyński, Miara, Skoczek 1999) pozwalają obecnie na wskazanie stosunku dwóch podstawowych składników bilansu cieplnego, a mianowicie turbulencyjnej wymiany ciepła utajonego (ewaporacyjnych strat ciepła – E) i jawnego (konwekcyjnej wymiany ciepła – C) (tab. 2).

Syntetyczna mapa topoklimatyczna

Syntetyczna, cyfrowa mapa topoklimatyczna powinna zawierać te same informacje, co każda inna mapa analogiczna wykonana metodami tradycyjnymi, a więc wskazywać obszary o jednorodnych cechach klimatu. Poprzez zastosowanie sformalizowanych procedur algebraicznych i reklasyfikacyjnych Systemu Informacji Geograficznej zawartych w programie IDRISI, można oznaczyć dla każdego pola podstawowego wszystkie cechy klimatu lokalnego.

Klasyfikacja klimatów lokalnych składa się z trzech stopni: grup, typów i klas topoklimatu.

Na podstawie względnych wartości promieniowania całkowitego oraz względnych wartości albedo można wydzielić następujące grupy topoklimatów:

- A - topoklimaty o zmniejszonym (w stosunku do warunków standardowych) dopływie całkowitego promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej i przeciętnych wartościach promieniowania odbitego od podłoża;
- B - topoklimaty o zmniejszonym (w stosunku do warunków standardowych) dopływie całkowitego promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej i zwiększonych wartościach promieniowania odbitego od podłoża;
- C - topoklimaty o przeciętnym dopływie całkowitego promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej i przeciętnych wartościach promieniowania odbitego od podłoża;
- D - topoklimaty o przeciętnym dopływie całkowitego promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej i zwiększonych wartościach promieniowania odbitego od podłoża;
- E - topoklimaty o zwiększonym (w stosunku do warunków standardowych) dopływie całkowitego promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej i przeciętnych wartościach promieniowania odbitego od podłoża;
- F - topoklimaty o zwiększonym (w stosunku do warunków standardowych) dopływie całkowitego promieniowania słonecznego do powierzchni czynnej i zwiększonych wartościach promieniowania odbitego od podłoża.

W każdej z tych grup topoklimatów wydziela się następnie ich typy na podstawie lokalnych stosunków termicznych i anemologicznych. Można wyróżnić dziewięć typów topoklimatu (tab. 3):

- 1.1. - chłodny (o średniej temperaturze powietrza niższej niż w warunkach standardowych) i zaciszny (o średniej prędkości wiatru mniejszej niż w warunkach standardowych);
- 1.2. - chłodny i umiarkowanie wietrzny (o prędkościach wiatru zbliżonych do warunków standardowych);

- 1.3. - chłodny i wietrzny (o prędkościach wiatru większych niż w warunkach standardowych);
- 2.1. - umiarkowanie ciepły (o średniej temperaturze powietrza zbliżonej do warunków standardowych) i zaciszny;
- 2.2. - umiarkowanie ciepły i umiarkowanie wietrzny;
- 2.3. - umiarkowanie ciepły i wietrzny;
- 3.1. - ciepły (o średniej temperaturze powietrza wyższej niż w warunkach standardowych) i zaciszny;
- 3.2. - ciepły i umiarkowanie wietrzny;
- 3.3. - ciepły i wietrzny.

Tab. 3. Typy topoklimatu zdefiniowane na podstawie lokalnych stosunków termicznych i anemologicznych
Types of topoclimate defined basing on local thermal and anemological conditions

		Warunki termiczne (thermal conditions)		
		1 chłodne (cool)	2 umiarkowanie ciepłe (temperate warm)	3 ciepłe (warm)
Warunki anemologiczne (anemological conditions)	1 zaciszne (calm)	1.1.	2.1.	3.1.
	2 umiarkowanie wietrzne (relatively calm)	1.2.	2.2.	3.2.
	3 wietrzne (windy)	1.3.	2.3.	3.3.

Klasy topoklimatu wskazują na predyspozycje (zwiększone lub przeciętne) do występowania na badanym terenie specyficznych właściwości klimatu lokalnego. Jak już wspomniano wyżej, uwzględnia się pięć takich właściwości. Za pomocą specjalnego zapisu cyfrowego można oznaczyć występowanie lub niewystępowanie każdej z nich w każdym polu podstawowym. W zapisie cyfrowym klas topoklimatu poszczególnym pozycjom odpowiada występowanie (1) lub brak (0) danej cechy klimatu (według kolejności: inwersje temperatury powietrza, mgły radiacyjne, zanieczyszczenie powietrza, ciepło antropogeniczne, fitonocydy). Ostatnim elementem składającym się na oznaczenie klasy topoklimatu jest informacja o stosunku ewaporacyjnego do konwekcyjnego strumienia ciepła na powierzchni czynnej; E – oznacza przewagę ewaporacji ($E/C > 1$), C – przewagę konwekcji ($E/C < 1$), a 1 – równowagę strumieni konwekcji i ewaporacji ($E/C = 1$). Symbol klasy topoklimatu znajduje się w indeksie dolnym symbolu oznaczającego jego grupę i typ.

Pełny zapis cyfrowy jednostek topoklimatycznych składa się z trzech znaków głównych i pięciu znaków znajdujących się w indeksie dolnym. I tak, na przykład:

zapis A.2.1.0.0.0.0.E. oznacza grupę A (o zmniejszonym dopływie promieniowania słonecznego i przeciętnych wartościach promieniowania odbitego), typ 2.1. (umiarkowanie ciepły i zaciszny), w którym nie występuje żadna lokalna jego cecha, a w bilansie cieplnym przeważają ewaporacyjne straty ciepła;

zapis D.1.3.0.0.1.0.0.1. oznacza grupę D (o przeciętnym dopływie promieniowania słonecznego i zwiększonych wartościach promieniowania odbitego), typ 1.3. (chłodny i wietrzny), w którym występuje znaczne zanieczyszczenie powietrza, a strumienie E i C bilansu cieplnego są zrównoważone;

zapis E.3.3.0.1.1.1.0.C. oznacza grupę E (o zwiększonym dopływie promieniowania słonecznego i przeciętnych wartościach promieniowania odbitego), typ 3.3. (ciepły i wietrzny), w którym występują mgły radiacyjne, zanieczyszczenie powietrza i ciepło antropogeniczne, a w bilansie cieplnym przeważa wymiana ciepła drogą konwekcji, itp.

Na obecnym etapie badań wykonano cyfrowe mapy podstawowych elementów środowiska geograficznego oraz podstawowe mapy ilustrujące warunki radiacyjne, termiczne i wietrzne oraz mapy występowania specyficznych, lokalnych właściwości klimatu i stosunku strumienia E i C dla kilku arkuszy mapy 1:200 000 (Sejny, Grodno, Białystok). Wykonano również syntetyczne mapy topoklimatyczne.

Mapy aplikacyjne

Mapy topoklimatyczne zawierające szczegółowe informacje o niektórych składnikach bilansu radiacyjnego i cieplnego oraz o głównych elementach meteorologicznych i specyficznych, lokalnych właściwościach klimatu będą w przyszłości podstawą wykonania map aplikacyjnych, adresowanych do różnych odbiorców. Specjalne wyciągi z tych map mogą być podstawą oceny terenu z punktu widzenia wielu form działalności człowieka, np. różnych upraw rolnych, budownictwa, ochrony środowiska, rekreacji, zagrożenia przymrozkami, mgłami, dyskomfortem cieplnym itp.

Podsumowanie

Pomimo licznych trudności w wykonaniu przeglądowej mapy topoklimatycznej Polski nie powinno się odwlekać decyzji rozpoczęcia nad nią prac.

Techniki cyfrowe dają ogromną szansę na zobiektywizowanie i ujednoczenie wykonywanych analiz przestrzennych. Należy się jednak zastanowić, czy na niektórych obszarach nie należy uwzględnić dodatkowych elementów i czynników składających się na obraz warunków topoklimatycznych.

Literatura

- Błażejczyk K., 1984, *Metody Kartowania topoklimatycznego uzdrowisk*. [w:] *Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej*, cz. V, Dok. Geogr., 1-2, 89-102.
- Błażejczyk K., 1990a, *Podstawy wydzielenia biotopoklimatów w skali szczegółowej*. [w:] Grzybowski J. (red.) *Problemy współczesnej topoklimatologii*, Conference Papers, 4, 166-174.
- Błażejczyk K., 1990b, *Zróźnicowanie biotopoklimatyczne wybranych typów krajobrazu*. [w:] Grzybowski J. (red.) *Problemy współczesnej topoklimatologii*, Conference Papers, 4, 175-187.
- Błażejczyk K., 1992, *Wpływ urbanizacji na lokalne warunki oiklimatyczne*. Zeszyty IGiPZ PAN, 6, 15-27.
- Błażejczyk 1998, *Application of GIS and human heat balance in bioclimatic mapping (the case of North-Eastern Poland.)* maszynopis, udostępniony w Internecie na stronie www.igipz.pan.pl/klimat

- Bogdan O., Teodoreanu E., Mihai E., Neamu G., Doneaud A., Patache J., Cazacu G., Dinca S., Miha J., Patrichi S. 1977, *Harta topoclimatica*. [w:] *Atlasul Republicii Socialiste Romania*, Academiei Republicii Socialiste Romania, Bukareszt.
- Grzybowski J., 1983a, *Wyróżnianie i klasyfikacja jednostek wymiany energii na powierzchni czynnej na przykładzie Kotliny Biebrzańskiej*. Przegł. Geogr., 55, 2, 341-359.
- Grzybowski J. 1983b, *An attempt at the delimitation and classification of energy exchange spatial units on the example of the Beskid Makowski mountain ridge*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 57, Prace Inst. Geogr UJ. 79, 207-211.
- Grzybowski J., 1984, *Essai d'établissement d'un modele de l'influence des éléments du milieu géographique sur le bilan d'énergie de la surface active de la Terre*. Geogr. Pol., 50, 225-232.
- Grzybowski J., 1986, *Mapa wymiany energii między atmosferą a podłożem jako podstawa analizy funkcjonowania środowiska geograficznego*. Przegł. Geogr., 58, 1-2, 131-142.
- Grzybowski J., 1990, *Próba wydzielenia typów topoklimatu na obszarze Polski*. [w:] Grzybowski J. (red.) *Problemy współczesnej topoklimatologii*, Conference Papers, 4, 34-40.
- Grzybowski J., Itier B., 1984, *Związki między składnikami bilansu cieplnego nad różnymi rodzajami upraw*. Przegł. Geofiz., 29, 1, 27-39.
- Jendritzky G., 1990, *Das Bioklima in der Bundesrepublik Deutschland*. [w:] Schirmer H. (red.) *Methodik zur räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen*, Akad.f.Räumforschung u.Landesplanung, 114, Hanower.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1973, *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*. Prace Geogr. 99.
- Krawczyk B., Błażejczyk K., 1999, *Klimatyczna i bioklimatyczna charakterystyka Polski północno-wschodniej*. Zeszyty IGiPZ PAN, 58.
- Paszyński J., 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych*. [w:] *Metody opracowań topoklimatycznych*, Dok. Geogr., 3, 13-28.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*. Dok. Geogr., 14.
- Quitt E., 1992, *Topoklimatische Typen in Mitteleuropa*. [w:] *Atlas Ost-und Südosteuropa*, N. 1.3-M1, Österreichisches Ost- und Südosteuropa Institut, Vien.
- Robinson N. (ed.), 1966, *Solar radiation*, Elsevier, Amsterdam.
- Thornthwaite C.W., 1953, *Topoclimatology*, Proc. Toronto Meteorological Conference, 227-232.

CONCEPT OF TOPOCLIMATIC MAP OF POLAND

Summary

Introduction

There are a lot of maps presented general climatic conditions of Poland. They base on data collected on meteorological stations, in standardised environmental conditions. Local modifications of climatic conditions are quite frequently studied. However, most of them are not presented on maps at all or the maps concern very small areas. The general overview of topoclimatic conditions of the whole territory of Poland is still waiting for realisation. The paper presents a new concept of the topoclimatic map of Poland.

Method

There are some conceptions of topoclimatic mapping. Most of them base on the generalised results of detail topoclimatic field studies. They refer modifications of considered climatic parameters caused by various components of geographical environment (different kinds of relief, land use, plant cover, type of soil etc.).

The concept proposes linking the generalised results of topoclimatic investigations with the methods and procedures developed in Geographical Information System. The IDRISI software package is used to archive environmental information, to reclassify thematic layer and to calculate topoclimatic maps. Thus, a lot of information of the components of geographical environment will be digitally archived. The information is derived from various sources: classical topographic and thematic maps (e.g. land use, plant cover, geomorphology, geology and hydrology). The base scale proposed is 1:200 000 (or 1:100 000). The data was archived in the raster mode with the resolution 1x1 km.

The generalised results of topoclimatic investigations are used to establish the spatial distribution of the climatic parameters modified by the local features of geographical environment. So far local modifications of global solar radiation, air temperature and wind velocity were developed only for north-east Poland.

Results

The method is tested on the example of North - East Poland. The first attempt was made for the 1:500 000 and for 3x3 km resolution. The GIS assumptions and procedures work good. However, the spatial resolution of final topoclimatic maps was not satisfactory. A lot of details of environment were lost.

The new consideration based on 1:200 000 topographic maps. They bring information of orography, general land use, river's network, settlements etc. The environmental database is competed also from geological maps.

Climatic information is derived from the numerous topoclimatic investigations carried out in this area. They represent various kinds of land use, plant cover, relief and soil. Thus, local modifications of global solar radiation, air temperature and wind velocity were achieved.

Conclusions

It is just beginning of the studies. There is a need to collect more information from another regions of Poland. However, the first results are encouraged to undertake this difficult and important topic.

UWAGI O WYKORZYSTANIU KLASYFIKACJI J. PASZYŃSKIEGO DO KARTOWANIA TOPOKLIMATYCZNEGO (Z DOŚWIADCZEŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO)

Bożena Kicińska, Krzysztof Olszewski, Elwira Żmudzka

Abstract: Department of Climatology, Faculty of Geography and Regional Studies, has investigated topoclimatic conditions in different regions of Poland. As the practice indicated, there was a need to distinct more precisely some of the criteria of Paszynski's classification. The most important modifications extending the original classification were a selection of the new units: 1 – Covered with trees wetlands localised usually in wide-open valleys, 2 – Steep slopes with the angle of inclination above 30°.

Key words: topoclimatology, topoclimatic charts.

Wstęp

Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego od lat prowadzi badania topoklimatyczne w różnych regionach Polski (ryc. 1). Najczęściej obiekty badań znajdowały się w północno-wschodniej części kraju (Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, Bagna Biebrzańskie, Wigierski Park Narodowy, Łomżyński Park Krajobrazowy, Doliny Narwi). Przez dłuższy okres zajmowano się zróżnicowaniem klimatu lokalnego Gór Stołowych (Kicińska, Olszewski, Żmudzka 1998, 1999). W ostatnich latach przedmiotem zainteresowań klimatologów z UW stała się Niecka Nidziańska (gmina Pińczów i jej okolice). Stałym obszarem badań jest również Warszawa i jej okolice (Kampinoski Park Narodowy).



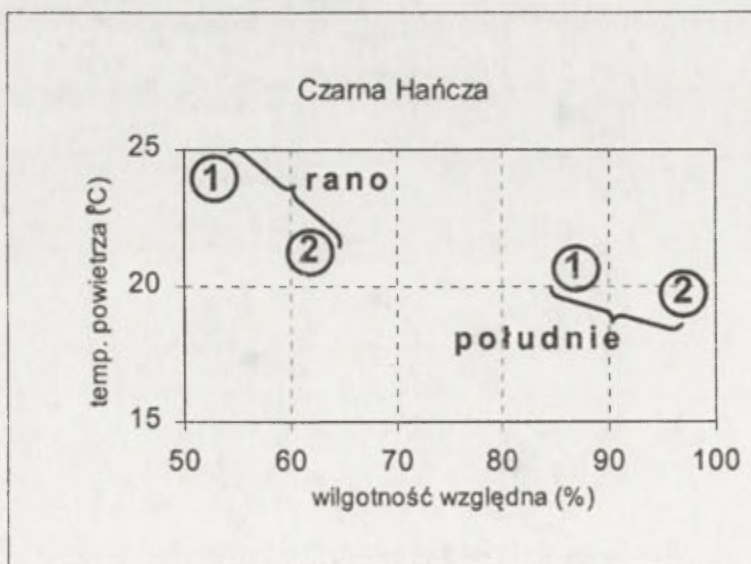
Ryc. 1. Tereny badań topoklimatycznych Zakładu Klimatologii WGiSR UW
Areas of topoclimatic investigations of Department of Climatology

Material i metoda

Na wymienionych obszarach badania prowadzone były kompleksowo. Obejmowały one opracowywanie map topoklimatów oraz pomiary instrumentalne temperatury i wilgotności powietrza oraz pomiary anemologiczne w wyróżnianych jednostkach. Przy wykonywaniu map topoklimatów stosowano metodę J. Paszyńskiego (1980), a w pomiarach terenowych wykorzystywano metody zdjęcia terenowego oraz metodę marszrutową; czasem zakładano okresowo działający posterunek meteorologiczny. Obserwacje te pozwoliły na wzbogacenie charakterystyki warunków topoklimatycznych. Wykazały jednocześnie, że w obrębie niektórych jednostek topoklimatycznych wskazane jest wprowadzenie dodatkowych wydzieleni, aby uwzględnić specyfikę ich warunków klimatycznych.

Wyniki kartowania topoklimatycznego

Na kilku opracowywanych obszarach występują rozległe powierzchnie zadrzewionych, podmokłych dolin. Znajdują się one w dolinie Czarnej Hańczy, powyżej jej ujścia do jeziora Wigry oraz dolinach Narwi i Biebrzy; mniejsze powierzchnie tego typu występują w dolinie Nidy. Na obszarach tych warunki klimatyczne kształtowane są przez wzajemnie nakładający się wpływ kompleksów leśnych i powierzchni podmokłych. Obydwa te czynniki powodują zmniejszenie wahań temperatury powietrza w ciągu doby i sprzyjają utrzymywaniu się wysokiej wilgotności względnej. To sumujące się oddziaływanie omawianych czynników ujawniło się w wynikach pomiarów instrumentalnych obydwu elementów (ryc. 2). Na przykład przy pogodzie insolacyjnej w podmokłym lesie temperatura powietrza była niższa o około 2–4°C, wilgotność względna wyższa zaś o ponad 10% niż w suchym borze. W klasyfikacji J. Paszyńskiego (1980) te obydwie siedliska zaliczane są do tej samej jednostki topoklimatycznej. Stwierdzone różnice warunków termiczno-wilgotnościowych są jednak tego samego rzędu jak te, które dzielą obszary zaliczane do różnych jednostek (np. las na stromym stoku południowym i las na wierzcholinie).



Ryc. 2. Zróżnicowanie termiczno-wilgotnościowe między lasem: suchym (1) i podmokłym (2) w różnych porach dnia

Differentiation of thermal-humidity conditions between dry forest (1) and wooded wetlands (2) at different time of the day

Na podstawie tych spostrzeżeń proponuje się wprowadzenie do tej klasyfikacji nowego wydzielenia – *obszary zalesione, położone w podmokłych dolinach*. Mapy topoklimatów wykonane według oryginalnej klasyfikacji J. Paszyńskiego oraz z wprowadzoną modyfikacją przedstawiają rysunki 3, 4, 5.

Warto dodać, że badania prowadzone w obszarach zalesionych, charakteryzujących się różnym składem gatunkowym drzewostanu, pozwoliły na stwierdzenie znaczącego zróżnicowania warunków klimatycznych na stosunkowo niewielkich obszarach. Tak np. w urozmaiconych pod tym względem lasach północnej części Garbu Pińczowskiego występują istotne różnice termiczne i wilgotnościowe pomiędzy olsem i położonym w niewielkiej od niego odległości suchym borem sosnowym. W gęstym olsie, o zwartych koronach drzew, przy pogodzie insolacyjnej panowała niższa temperatura powietrza i wyższa wilgotność względna niż w sąsiednim terenie otwartym. W widnym natomiast, pozbawionym podszytu i charakteryzującym się niewielką zwartością koron drzew borze sosnowym, rosnącym na piaszczystym podłożu, było cieplej i suszej niż poza lasem.

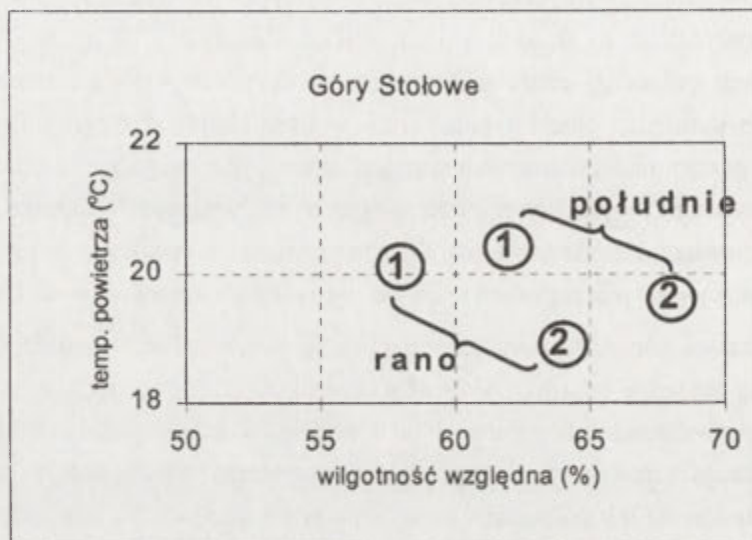
W obszarach górskich, charakteryzujących się dużym zróżnicowaniem ekspozycji i nachylenia stoków, w celu lepszego scharakteryzowania warunków klimatycznych w skali lokalnej wskazane okazało się wprowadzenie oddzielnego typu topoklimatu odnoszącego się do najbardziej stromych partii. Klasyfikacja topoklimatu J. Paszyńskiego wyróżnia wśród stoków jedynie te, które mają ekspozycję południową lub północną i nachylenie przekraczające 5°. Stwierdzono, że dla pełniejszej charakterystyki klimatu regionów górskich warto wprowadzić dodatkowe wydzielenia typów topoklimatu. Przy dużym urozmaiceniu stromości stoków i różnej ich ekspozycji ilość bezpośredniego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni czynnej także jest zróżnicowana. Pociąga to za sobą różnice w wartościach i przebiegu dobowym poszczególnych elementów meteorologicznych. W badaniach prowadzonych w Górach Stołowych za próg nowego wydzielenia typu topoklimatu odnoszącego się do najbardziej stromych stoków przyjęto 30°. Taką wartość zastosowano analizując zróżnicowane natężenia promieniowania słonecznego padającego na stoki o różnej ekspozycji i różnym nachyleniu. W przypadku tak stromych stoków, niezależnie od ekspozycji, różnice pomiędzy nimi, dotyczące ilości promieniowania docierającego do podłoża są istotne. Na stokach południowych ilość tego promieniowania stanowi ponad 130% ilości promieniowania padającego na powierzchnię horyzontalną, a na stokach północnych spada poniżej 90% tej wartości. Na stokach o ekspozycji wschodniej i zachodniej odbiega od niej o ponad 10% (tab. 1).

Tab. 1 Natężenie promieniowania słonecznego na stokach o różnej ekspozycji i nachyleniu w % natężenia promieniowania padającego na powierzchnię horyzontalną (wg V. Strużki 1954)

The amount of solar radiation on the slopes with different exposition and different steepness presented in % of the amount solar radiation incident on the horizontal surface (after V. Strużka 1954)

Nachylenie w stopniach	Ekspozycja				
	S	SE i SW	E i W	NE i NW	N
5	107,5	106,7	104,0	101,2	99,8
10	114,2	112,6	107,2	101,7	98,8
15	120,0	117,6	109,6	101,4	97,0
20	124,9	121,7	111,2	100,3	94,6
25	128,9	124,9	111,8	98,4	91,4
30	131,8	127,0	111,7	95,8	87,5
35	133,8	128,4	110,7	92,5	82,9
40	134,8	128,7	108,9	88,5	77,8

Potwierdzeniem słuszności przyjęcia takiego dodatkowego wydzielenia w klasyfikacji topoklimatów były wyniki pomiarów temperatury powietrza i jego wilgotności względnej. Okazało się, że np. w lesie porastającym stoki o ekspozycji północnej i nachyleniu ponad 30° temperatura powietrza jest o 2–3°C niższa, wilgotność względna zaś o 5–8% wyższa niż na stoku o tej samej ekspozycji i nachyleniu poniżej 30° (rys. 6).



Ryc. 6. Zróżnicowanie termiczno-wilgotnościowe między lasem na stoku: stromym (1) i bardzo stromym (2) w różnych porach dnia
Differentiation of thermal-humidity conditions between on the forest on the slope: steep (1) and very steep (2) at different time of the day

Na podstawie powyższych spostrzeżeń proponuje się wprowadzenie następujących nowych wydzielen typów topoklimatu:

- *obszary zalesione, położone na stokach o wystawie południowej i nachyleniu przekraczającym 30°,*
- *obszary zalesione, położone na stokach o wystawie północnej i nachyleniu przekraczającym 30°,*
- *obszary zalesione, położone na stokach o wystawie wschodniej lub zachodniej i nachyleniu przekraczającym 30°,*
- *niezalesione stoki o wystawie południowej i nachyleniu przekraczającym 30°,*
- *niezalesione stoki o wystawie północnej i nachyleniu przekraczającym 30°,*
- *niezalesione stoki o wystawie wschodniej lub zachodniej i nachyleniu przekraczającym 30°.*

Mapę topoklimatów (rejon Skalniaka w Górach Stołowych) wykonaną według oryginalnej klasyfikacji J. Paszyńskiego oraz z wprowadzoną modyfikacją przedstawia rycina 7.

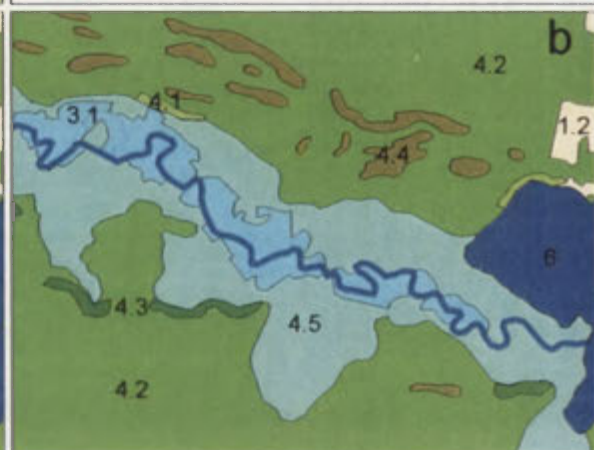
Badania prowadzone w różnych obszarach Polski wykazały, że klasyfikacja J. Paszyńskiego w dostateczny sposób oddaje zróżnicowanie warunków topoklimatycznych. Jednakże przy kartowaniu niektórych terenów pożądane jest wprowadzenie nowych wydzielen typów topoklimatu. Zaproponowane powyżej uzupełnienia dotyczą obszarów, na których Zakład Klimatologii UW prowadził szczegółowe prace terenowe. Być może w innych regionach ujawni się potrzeba dalszych uściśleń stosowanej klasyfikacji.



Rys. 3. Dolina Czarnej Hańczy. Topoklimaty według klasyfikacji J. Paszyńskiego: a - oryginalnej, b - zmodyfikowanej

Fig. 3. The Czarna Hańcza Valley. Topoclimates according to the J. Paszyński's classification: a - original, b - modified

0 1 km



Rys. 4. Dolina Nidy. Topoklimaty według klasyfikacji J. Paszyńskiego: a - oryginalnej, b - zmodyfikowanej

Fig. 4. The Nida Valley. Topoclimates according to the J. Paszyński's classification: a - original, b - modified

0 1 km





Rys. 5. Dolina Narwi. Topoklimaty według klasyfikacji J. Paszyńskiego:

a - oryginalnej, b - zmodyfikowanej
 Fig. 5. The Narew Valley. Topoclimates according to the J. Paszyński's classification: a - original, b - modified

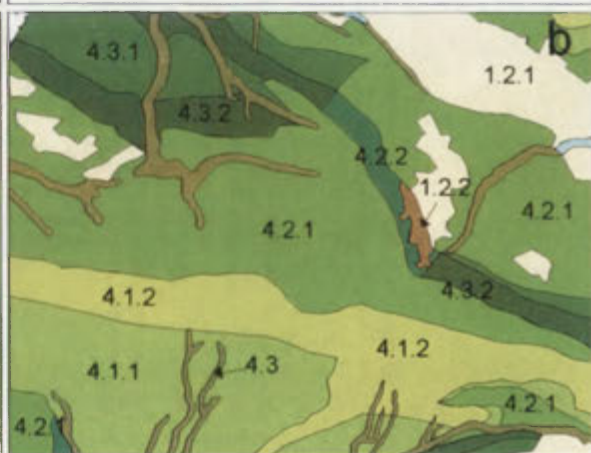
0 1 km



Rys. 7. Góry Stołowe. Topoklimaty według klasyfikacji J. Paszyńskiego:

a - oryginalnej, b - zmodyfikowanej
 Fig. 7. Table Mountains. Topoclimates according to the Paszyński's classification: a - original, b - modified

0 1 km



Literatura

- Kicińska B., Olszewski K., Żmudzka E., 1998, *Mapa topoklimatów Wigierskiego Parku Narodowego* (wraz z komentarzem). Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska, Warszawa (maszynopis).
- Kicińska B., Olszewski K., Żmudzka E., 1999, *Klimat Parku Narodowego Gór Stołowych*. [w:] *Góry Stołowe* (M. Zgorzelski, red.), Wyd. Akademickie Dialog, Warszawa, 89-95.
- Musiał A., Olszewski K., Żmudzka E., 1995, *Łomżyński Park Krajobrazowy Doliny Narwi*. Łomżyńskie Towarzystwo Naukowe im. Wagów, Warszawa-Łomża.
- Olszewski K., 1993, *Mapa topoklimatów Kampinoskiego Parku Narodowego* (wraz z komentarzem). Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska, Warszawa (maszynopis).
- Paszyński J., 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych*. Dok. Geogr., 3, 13-28.
- Strużka V., 1954, *Metody badań bioklimatycznych*. PZLG., 3, 170-195 (tłum. z czeskiego).
- Żmudzka E., Kicińska B., Olszewski K., 2000, *Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic Pińczowa*. Prace i Studia Geograficzne, t. 27, Wyd. UW, 99-129.

SOME REMARKS ABOUT THE USING OF PASZYNSKI'S CLASSIFICATION IN TOPOCLIMATIC MAPPING

Summary

Department of Climatology, Faculty of Geography and Regional Studies, has investigated topoclimatic conditions in different regions of Poland (the Table Mountains, the Narew River valley, the Nida River valley, the lake Wigry and its surrounding). These investigations included instrumental measurements and topoclimatic mapping. In preparing topoclimatic charts the classification established by J. Paszynski has been used. As the practice indicated, there was a need to distinct more precisely some of the criteria of this classification in different regions. According to the variety of the factors having a hold on climatic conditions, different elements ought to be taken into consideration.

The most important modifications extending the classification that was used were as follows:

1. In the Table Mountains the more rigorous criterion was useful in selection of mountain areas. There were distinguished steep slopes with the angle of inclination above 30° (of northern, southern and both: western and eastern expositions).
2. In different regions in the neighbourhood of rivers or lakes there were selected covered with trees wetlands localised usually in wide, open valleys.

In both cases it may be expected that the radiation balance of these new units differs from the balance of other units; thus the climatic characteristic of these areas contains some specific elements.

The confirmations for these issues were the results of instrumental investigations conducted simultaneously. They indicated that the thermic and humidity conditions in selected areas (mentioned above) were conspicuously specific.

Abstracts of papers presented at the 10th International Conference on the Physics of Hot Plasmas, Prague, 1988. The conference was held at the Institute of Plasma Physics, Prague, Czechoslovakia, from September 14 to 18, 1988. The papers are arranged in alphabetical order of the authors' names. The subjects covered include: laser-produced plasmas, laser-driven plasmas, laser-produced ions, laser-produced electrons, laser-produced neutrons, laser-produced x-rays, laser-produced gamma-rays, laser-produced neutrinos, laser-produced antineutrinos, laser-produced muons, laser-produced pions, laser-produced kaons, laser-produced protons, laser-produced neutrons, laser-produced alpha-particles, laser-produced heavy ions, laser-produced positrons, laser-produced antiprotons, laser-produced deuterons, laser-produced tritons, laser-produced helium ions, laser-produced lithium ions, laser-produced beryllium ions, laser-produced boron ions, laser-produced carbon ions, laser-produced nitrogen ions, laser-produced oxygen ions, laser-produced fluorine ions, laser-produced neon ions, laser-produced sodium ions, laser-produced magnesium ions, laser-produced aluminum ions, laser-produced silicon ions, laser-produced phosphorus ions, laser-produced sulfur ions, laser-produced chlorine ions, laser-produced argon ions, laser-produced krypton ions, laser-produced xenon ions, laser-produced cesium ions, laser-produced barium ions, laser-produced lanthanum ions, laser-produced cerium ions, laser-produced praseodymium ions, laser-produced neodymium ions, laser-produced promethium ions, laser-produced samarium ions, laser-produced europium ions, laser-produced gadolinium ions, laser-produced terbium ions, laser-produced dysprosium ions, laser-produced holmium ions, laser-produced erbium ions, laser-produced thulium ions, laser-produced ytterbium ions, laser-produced lutetium ions, laser-produced hafnium ions, laser-produced tantalum ions, laser-produced tungsten ions, laser-produced rhenium ions, laser-produced osmium ions, laser-produced iridium ions, laser-produced platinum ions, laser-produced gold ions, laser-produced mercury ions, laser-produced thallium ions, laser-produced lead ions, laser-produced bismuth ions, laser-produced polonium ions, laser-produced astatine ions, laser-produced radon ions, laser-produced francium ions, laser-produced actinium ions, laser-produced thorium ions, laser-produced protactinium ions, laser-produced uranium ions, laser-produced neptunium ions, laser-produced plutonium ions, laser-produced americium ions, laser-produced curium ions, laser-produced berkelium ions, laser-produced californium ions, laser-produced einsteinium ions, laser-produced fermium ions, laser-produced mendelevium ions, laser-produced nobelium ions, laser-produced lawrencium ions, laser-produced rutherfordium ions, laser-produced dubnium ions, laser-produced seaborgium ions, laser-produced bohrium ions, laser-produced hassium ions, laser-produced meitnerium ions, laser-produced darmstadtium ions, laser-produced roentgenium ions, laser-produced copernicium ions, laser-produced nihonium ions, laser-produced flerovium ions, laser-produced tennessium ions, laser-produced oganesson ions.

PROBLEM GRANIC TYPÓW TOPOKLIMATU W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ PROWADZONYCH NA POJEZIERZU KASZUBSKIM

Józef Korzeniewski, Jerzy A. Trapp, Andrzej Wyszkowski

Abstract: Ambiguous understanding by different authors of the topoclimate definition results in the fact that the decision of qualifying the selected area to specific climate category (micro-, topo- or mesoclimate) is always debatable. An additional problem is the disappearance of the boundaries between topoclimates effecting their mutual interactions. Topoclimatological research carried out on location in Kaszubian Lake District revealed the complexity of the above-mentioned issue. It justifies further research toward the standardisation of concepts associated with individual climate categories and the necessity to specify the criteria that would enable the definition of boundaries between the topoclimate types already established.

Key words: topoclimate, definitions, boundaries, weather.

Wstęp

Pomimo pozornie jednoznacznej definicji topoklimatu zaproponowanej przez Thornthwaite'a w 1953 roku, w literaturze klimatologicznej istnieje daleko posunięta dowolność w jej stosowaniu. Wynika to z całkowicie odmiennych koncepcji tworzenia definicji przestrzennych kategorii klimatu.

Pierwszą grupę definicji stanowią te, których autorzy uznali za stosowne zamieścić w nich jako istotną, odróżniającą cechę, wielkość powierzchni danej kategorii przestrzennej. Podawany jest tu rząd wielkości, bądź przedział. Przykład takiego podejścia znajduje się w pracy Berry'ego (1970). Podane w niej rozmiary przestrzeni badań topo-, czy mikroklimatu są sztucznie dobranymi liczbami; na przykład odległości (wymiar horyzontalny) pomiędzy skrajnymi punktami w danej jednostce topoklimatycznej powinny się zawierać, w granicach od 1 do 10 km, w mikroklimatycznej nie powinny przekraczać 100 m.

W każdym przypadku podawanie rzędu wielkości wyrażonego w kilometrach lub metrach jest zabiegiem zbyt formalnym, pozbawionym sensu fizycznego i niegeograficznym.

Druga grupa definicji przestrzennych kategorii klimatu oparta jest na założeniu, że klimat określając właściwości atmosfery będącej jednym z elementów środowiska geograficznego (Armand, 1980), powinien wiązać różnoskalowe terminy klimatologiczne z geograficznymi jednostkami taksonomicznymi. Na przykład wg Okołowicza (1969), topoklimat to klimat miejsca, obiektu dającego się opisać topograficznie, odpowiadający taksonomicznym jednostkom geograficznym najniższego rzędu, nie istniejącym samodzielnie, jak: zbocze doliny, plaża, brzeg lasu, szczyt pagórka oraz klimat obiektów tworzących co prawda pewną samoistną całość, ale o tak małych wymiarach przestrzennych, że przedstawione są w topografii w skali przestrzennej powiększonej, bądź symbolami bez dokładnego okonturowania np.: zwirownie, pojedyncze wydmy, zagajniki, ulice i place śródmiejskie, itp.

Trzecia grupa definicji przestrzennych kategorii klimatu przyjmuje, jako cechę wyróżniającą, rolę czynników kształtujących właściwe dla danego poziomu taksonomicznego procesy klimatotwórcze (obieg ciepła, wody oraz ruch powietrza).

Różnice pomiędzy zwolennikami tej koncepcji, a autorami definicji zaliczonych do dwóch uprzednio omówionych grup, polega na odmiennej odpowiedzi na fundamentalne pytanie: czy istota hierarchizacji przestrzennej jest natury tylko formalnej (skala), czy też zasadniczej (przyczyny fizyczne). Byłoby nadmiernym uproszczeniem stwierdzenie, że twórcy dwóch pierwszych grup definicji całkowicie pomijali fizyczne przyczyny hierarchizacji przestrzennej klimatu. Tym niemniej w obu przypadkach, wymiary wydzielonych jednostek bezpośrednio lub pośrednio (poprzez taksonomię geograficzną), uznawane są za cechę jeśli nie nadrzędną, to przynajmniej bardzo istotną, pozwalającą na wyróżnienie danego poziomu. W omawianej grupie definicji, fizyczne przyczyny decydują o konieczności wyróżniania poszczególnych poziomów taksonomicznych, a także o konieczności wyznaczenia, w obrębie tej samej kategorii, przestrzeni o odmiennym przebiegu procesów właściwych dla tej kategorii.

Topoklimat jako kategoria przestrzenna plasuje się pomiędzy mikro- i mezoklimatem. W odczuciu autorów pojęcie topoklimat często przypisywane jest obu sąsiednim kategoriom. Dlatego do dalszych rozważań istotne jest zidentyfikowanie różnic pomiędzy tymi trzema pojęciami, przyjmując za istotne kryteria stosowane w koncepcji hierarchizacji, uwzględniającej fizyczne przyczyny przestrzennego zróżnicowania klimatu.

Spośród tych trzech kategorii, dwie – to znaczy mikroklimat i topoklimat wymagają badań na tyle szczegółowych, że można je prowadzić jedynie na podstawie specjalnie założonej sieci posterunków pomiarowych. Materiały pochodzące z sieci państwowej Służby Pogody są bowiem w tym przypadku wysoce niewystarczające. Przyjmując za oczywisty związek pomiędzy skalą poziomą, pionową i czasową należy jednoznacznie stwierdzić, że:

- badania klimatu w obu tych skalach odnoszą się do przypowierzchniowej, najczęściej dwumetrowej warstwy atmosfery,
- w obu omawianych kategoriach przestrzennych, poziome zróżnicowanie klimatu zależy od tych szczegółowych właściwości podłoża, które różnicują przebieg procesów klimatotwórczych w przypowierzchniowej warstwie atmosfery,
- szczegółowość skali przestrzennej pociąga za sobą konieczność dostosowania do niej skali czasowej. Proste przeniesienie do badań w skalach szczegółowych zasady prowadzenia badań klimatycznych na podstawie materiałów z wielolecia może uniemożliwić określenie lokalnych kontrastów i uzyskanie obrazu rzeczywistego zróżnicowania topo- i mikroklimatu.

Różnice pomiędzy mikro- i toposkalą dobrze uwidaczniają się przy porównaniu definicji obu tych kategorii, sformułowanych przez autorów obu terminów, tj.: Geigera i Thornthwaite'a.

Dla Geigera (1969) mikroklimat to klimat przypowierzchniowej, dwumetrowej warstwy powietrza, w której pionowe zróżnicowanie temperatury i wilgotności zależy od: barwy, składu mechanicznego gleby, jej pojemności cieplnej, stopnia uwilgocenia i przesiąkania, cech charakterystycznych szaty roślinnej, albedo i szorstkości. Wszystkie te właściwości podłoża, wpływając na wymianę ciepła i wilgoci, kształtują pionowe zróżnicowanie wyżej wymienionych elementów w warstwie przygruntowej.

Thornthwait (1964), podaje następującą definicję mikroklimatologii: „mikroklimatologia zajmuje

się wymianą ciepła w warstwie przygruntowej oraz czynnikami, które na tę wymianę wpływają”. Topoklimat dla Thornthwaite'a, to klimat miejsca dającego się opisać topograficznie. Proponując nową kategorię przestrzenną klimatu uważał, że w mikroklimatologii zebrano na tyle wystarczającą liczbę danych pomiarowych dotyczących pionowego zróżnicowania temperatury, wilgoci i prędkości wiatru w przyziemnej warstwie powietrza, aby można było przystąpić do analizy poziomego zróżnicowania klimatu, który będzie uzyskiwał swoje indywidualne cechy dzięki wymianie energii kinetycznej, ciepła i wilgoci pomiędzy powierzchnią ziemi i atmosferą.

Z przytoczonych powyżej rozważań dotyczących definicji obu kategorii można wysnuć wnioski dotyczące metod badawczych. Wydaje się, że różnica pomiędzy badaniami prowadzonymi w topo- i mikroskali polega na tym, że badania topoklimatyczne powinny być prowadzone na standardowej wysokości 2 m n.p.g., natomiast badania mikroklimatyczne winny bazować na pomiarach gradientowych w warstwie dwumetrowej. Paszyński pisze o różnicach w odniesieniu do pomiarów w topo- i mikroskali tak: „Odchylenia te w stosunku do wyników otrzymywanych w sieci państwowej odnosić się powinny zasadniczo zawsze do tej samej standardowej wysokości nad powierzchnią gruntu (a raczej nad powierzchnią czynną) tj. 2 m. W ten sposób pojęcie topoklimatu – w przeciwieństwie do mikroklimatu – dotyczyłoby w dalszym ciągu tej samej dolnej warstwy atmosfery, a ściślej biorąc – tzw. przypowierzchniowej warstwy granicznej, w której pionowe strumienie pędu, ciepła i masy zachowują stałą wartość”.

Można więc przyjąć, że poziome zróżnicowanie topoklimatyczne uwidacznia się przy porównaniu wartości elementów klimatu na poziomie 2 m nad powierzchnią podłoża, zmierzonych w specjalnie założonej sieci punktów. Lokalizacja tych punktów pomiarowych powinna uwzględniać te charakterystyki fizyczne podłoża, które lokalnie różnicują przebieg procesów klimatycznych. Przy takim podejściu granice jednostki topoklimatycznej (typu, podtypu, rodzaju, itp.) będą odzwierciedlały zakres oddziaływania takiego czynnika lub zespołu czynników, który jest w stanie różnicować wartości wybranych wskaźników klimatycznych.

Granice typów topoklimatu na Pojezierzu Kaszubskim

Opisany powyżej problem dobrze ilustrują wyniki badań topoklimatycznych prowadzonych na jednym z obszarów bezodpływowych centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Składa się on z dużej liczby zagłębień o zróżnicowanych kształtach i wymiarach (ryc. 1). Celem badań było sprawdzenie, czy największe z tych zagłębień są w stanie wytworzyć swój własny topoklimat oraz określenie zróżnicowania mikroklimatycznego zależnego od drobnopromiennej rzeźby terenu i zróżnicowanego podłoża. Temperaturę i wilgotność względną powietrza mierzono na wysokości 0,5 m n.p.g, traktując to jako poziom ograniczający warstwę przygruntową oraz na wysokości standardowej – 2,0 m. Wyniki pomiarów wykazały duże zróżnicowanie mikroklimatyczne terenu badań. W warstwie przygruntowej, na wysokości 0,5 m n.p.g. występowały znaczące różnice temperatury i wilgotności powietrza, natomiast na wysokości 2,0 m różnice te, w większości przypadków, były nieistotne – poniżej 0,3 deg. Prawidłowość tę stwierdzono bez względu na kształt i wymiary zagłębień (ryc. 2). Większą rolę w kształtowaniu odrębności topoklimatycznych odgrywało pokrycie terenu, gdyż w jednym zagłębieniu, którego dno

porośnięte było młodnikiem świerkowym, temperatura i wilgotność powietrza na wysokości 2,0 m wyraźnie się różniły od zmierzonych w pozostałych zagłębieniach. Prezentowane wyniki badań wskazują, że zgodnie z przedstawionymi wyżej założeniami teoretycznymi, cały obszar bezodpływowy można zaliczyć do tego samego typu topoklimatu. W granicach obszaru występuje natomiast mozaika jednostek mikroklimatycznych, będąca efektem oddziaływania pojedynczych drobnych form rzeźby i zróżnicowania pokrycia terenu. Stwierdzenie jednakowej temperatury i wilgotności powietrza na wysokości około 2 m n.p.g., ma najprawdopodobniej dwie przyczyny:

- wymiary zagłębień są zbyt małe, aby mogły one wytworzyć swoją odrębność topoklimatyczną,
- niezależnie od typu pogody dochodzi do wymiany powietrza pomiędzy sąsiednimi zagłębieniami.

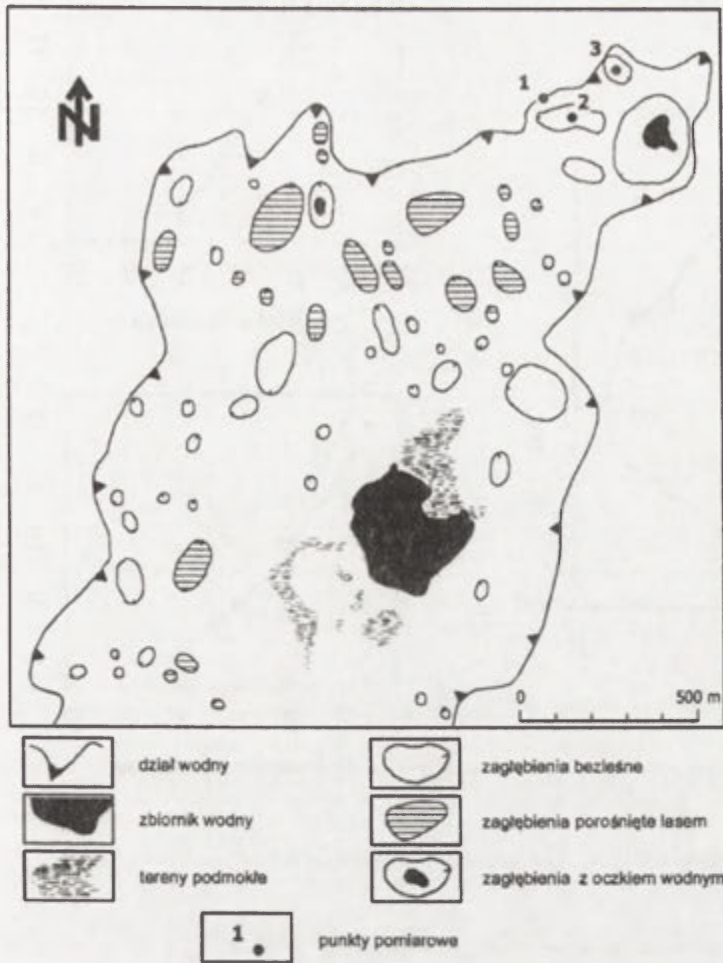
Struktura bilansu cieplnego w przypowierzchniowej warstwie granicznej zależy od całego zestawu czynników środowiskowych, z których żaden nie pełni roli dominanty decydującej, na przykład, o temperaturze powietrza na wysokości 2 m n.p.g.

Znacznie prostsze jest wyznaczenie granic typów topoklimatu na obszarze, w którym jedna z cech środowiska spełnia rolę czynnika dominującego. Paszyński (1980) w swojej metodzie kartowania topoklimatycznego wyznacza czynniki decydujące o różnych typach struktury bilansu cieplnego. Bez specjalnych problemów można wskazać na takie czynniki określające odpowiedni typ topoklimatu na terenach nachylonych o spadkach $> 5^\circ$ i o określonej ekspozycji. Te ostatnie determinując dopływ promieniowania słonecznego, decydują o charakterystykach termiczno – wilgotnościowych terenu badań stwierdzonych na wysokości około 2 m nad powierzchnią czynną.

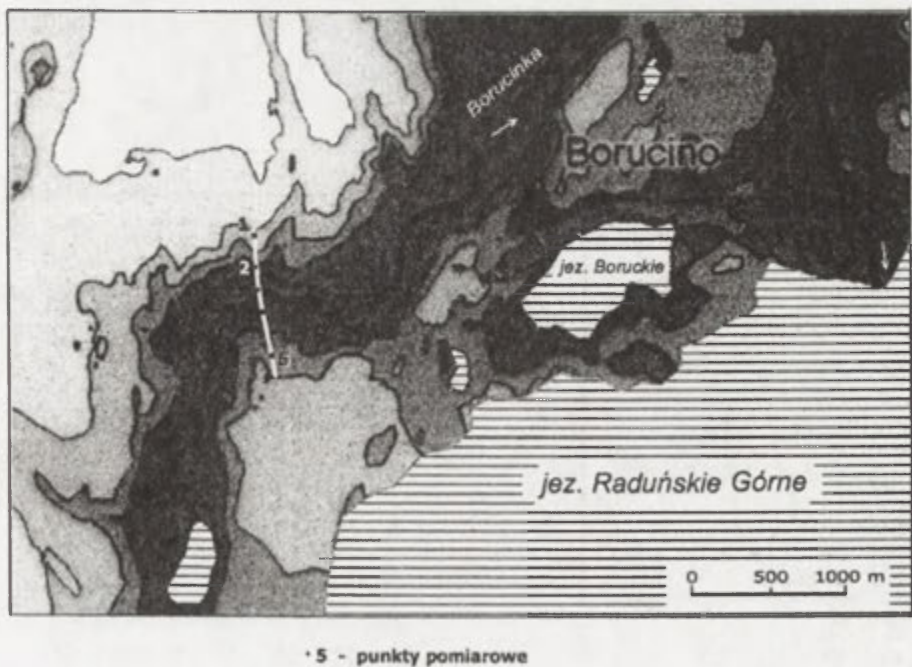
Wpływ rzeźby terenu na zróżnicowanie topoklimatyczne Pojezierza Kaszubskiego jest najlepiej widoczny w głębokich rozcięciach dolinnych. Otwartym natomiast pozostaje problem rozmiarów doliny, przy których jest w stanie wykształcić się zróżnicowanie topoklimatyczne w obrębie tej formy rzeźby.

Badania prowadzone w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego wykazały, że w niewielkiej dolinie rzeki Borucinki (ryc. 3), o powierzchni zlewni zaledwie 24,6 km² zaznaczają się wyraźne granice typów topoklimatu. Decyduje o tym duża krętość doliny oraz znaczne nachylenie jej zboczy. Wyniki badań ujawniły znaczne różnice wartości temperatury i wilgotności powietrza pomiędzy zboczami o różnej ekspozycji, dnem doliny i jej górną krawędzią. Różnice te występowały bez względu na rodzaj pokrycia terenu (ryc. 4 – 5).

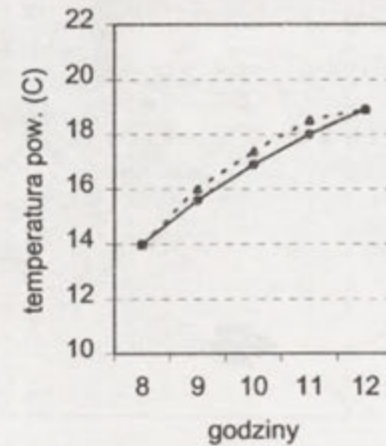
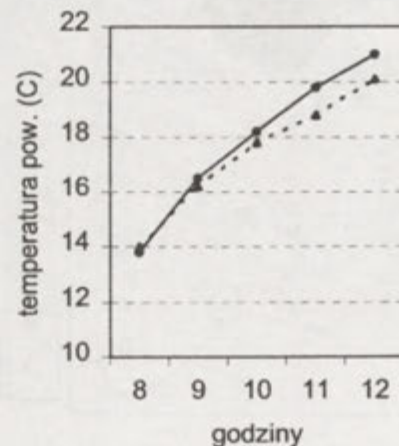
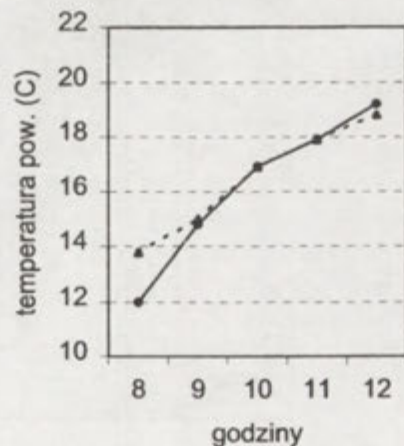
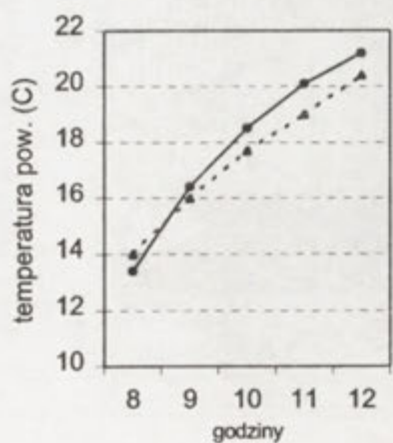
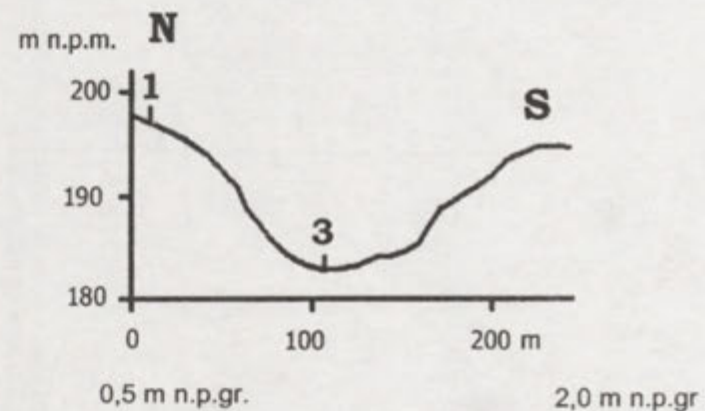
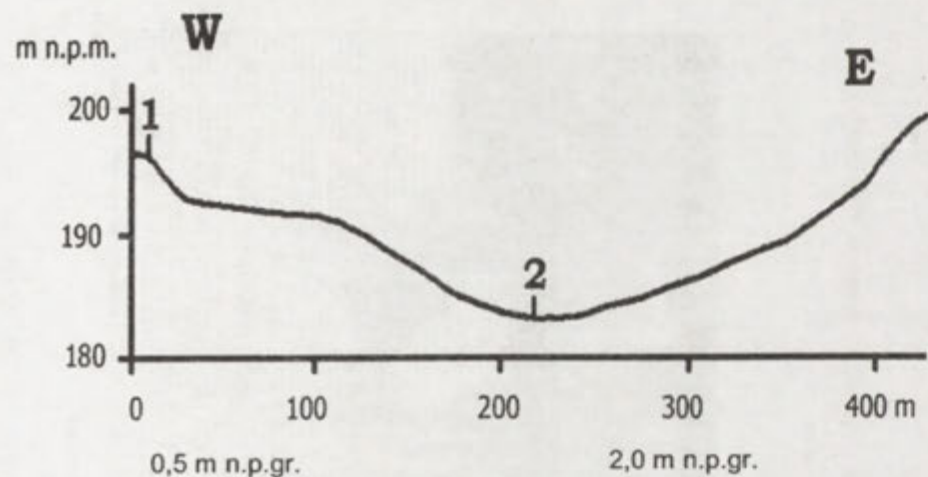
W literaturze przedmiotu często podkreślana jest rola, jaką odgrywają jeziora w kształtowaniu topoklimatu terenów pojeziernych. Badania prowadzone w rynn timer jeziora Raduńskiego Górn timer wskazują na to, że oddziaływanie jeziora najslabiej zaznacza się w warunkach pogody radiacyjnej, a więc wtedy, kiedy zróżnicowanie topoklimatyczne powinno być największe. Wyraźnie natomiast uwidacznia się wpływ spadków i ekspozycji zboczy rynn timer na zróżnicowanie temperatury powietrza na wysokości dwóch metrów. Wpływ jeziora ograniczony jest do dna rynn timer, tj. od linii brzegowej jeziora do dolnej krawędzi zbocza rynn timer. Należy także pamiętać, że termin „pogoda radiacyjna” oznacza nie tylko małe zachmurzenie, ale dodatkowo ciszę atmosferyczną lub bardzo małe prędkości wiatru.



Ryc. 1. Zagłębienia bezodpływowe w strefie wododziałowej (Pojezierze Kaszubskie)
Endoreic area in the watershed zone (Kaszubian Lake District)



Ryc. 3. Lokalizacja profilu pomiarowego w dolinie Borucinki
The measurement profile location in the Borucinka valley



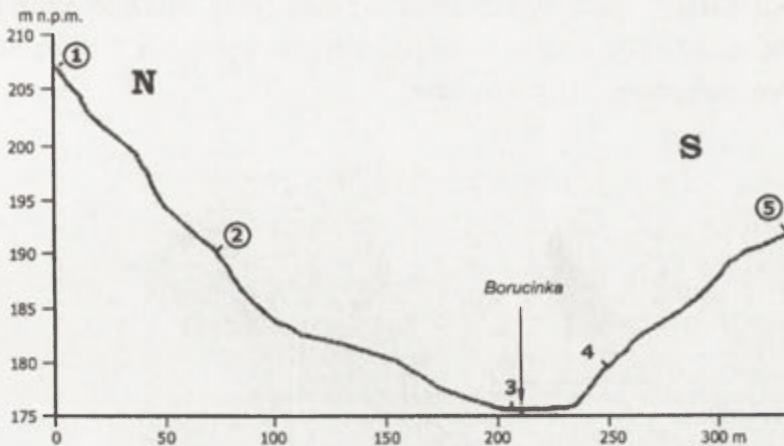
--- punkt 1 —●— punkt 2

--- punkt 1 —●— punkt 2

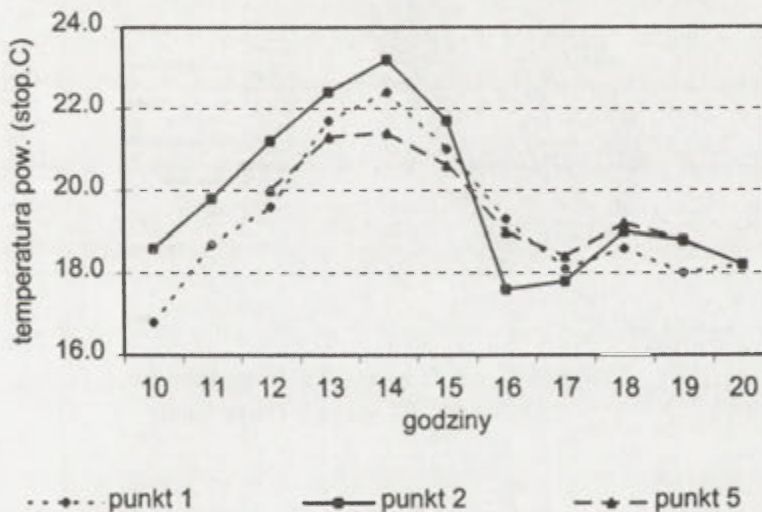
--- punkt 1 —●— punkt 3

--- punkt 1 —●— punkt 3

Ryc. 2. Przebieg dzienny temperatury powietrza w zagłębieniach bezodpływowych
 A daily variance in air temperature within the endoreic area



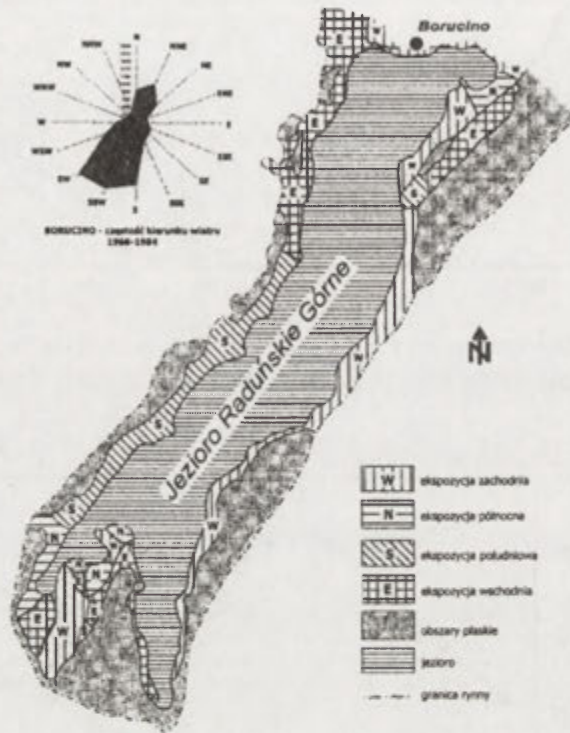
Ryc. 4. Profil poprzeczny przez dolinę Borucinka w odległości 1 km od źródła
Horizontal cross section through Borucinka valley 1 km from the spring (source)



Ryc. 5. Przebieg dzienny temperatury powietrza w dolinie Borucinka
A daily variance in air temperature within the Borucinka valley

Pojawienie się wiatru makroskalowego o prędkości powyżej 2 m/s powoduje, że ujawniają się właściwości klimatu charakterystyczne dla długich, głęboko wciętych rynien jeziornych. Kierunek wiatru dostosowuje się wówczas do przebiegu rynny, co w konsekwencji prowadzi do wzrostu przyspieszenia strumieni powietrza w wyniku wymuszonej konwergencji. Rynna działa bowiem jak otwarty od góry tunel aerodynamiczny. Sytuację tę dobrze ilustruje róża wiatrów wyznaczona dla położonej w dnie rynny Jeziora Raduńskiego Górnego stacji terenowej UG w Borucinie (ryc. 6). Podczas dni wietrznych, w obrębie rynny następuje tak silna wymiana powietrza, że zanikają kontrasty termiczne widoczne w dniach o pogodzie radiacyjnej. Zatem w warunkach pogody radiacyjnej dominantą jest rzeźba terenu,

natomiast przy pojawieniu się wiatru o prędkości >2 m/s czynnikiem dominującym w kształtowaniu topoklimatu staje się jezioro. W takich warunkach klimat całej rynny wyraźnie odróżnia się od terenów sąsiednich zwiększoną wilgotnością i temperaturą powietrza na wysokości 2 m, zależną od dobowego i rocznego rytmu zmian temperatury wody w jeziorze.



Ryc. 6. Rynna Jeziora Raduńskiego Górnego
Channel of the Raduńskie Górne Lake

Zasadnym jest więc mówienie o mezoklimacie jezior Raduńskich, który można scharakteryzować wykorzystując średnie i ekstremalne wartości niektórych elementów klimatu. Należy przy tym zwrócić uwagę na to, że właściwości mezoklimatu dużych rynien jeziornych na Pojezierzu Kaszubskim nie można wyznaczyć posługując się danymi z sieci państwowej. Wynika to z faktu, iż w obrębie tego typu form nie jest możliwe znalezienie miejsca spełniającego kryteria stawiane posterunkom klimatologicznym IMGW. Wydaje się, że problem granic pomiędzy topoklimatem i mezoklimatem jest na Pojezierzu Kaszubskim znacznie bardziej złożony niż w przypadku mikro- i topoklimatu.

Dotychczasowe wyniki badań prowadzonych na Pojezierzu Kaszubskim potwierdzają, że problem wyznaczania granic obszarów o odmiennych właściwościach klimatu lokalnego jest niejednoznaczny. Wynika to między innymi z różnorodności przyjmowanych przez klimatologów definicji poszczególnych przestrzennych kategorii klimatu oraz z faktu pomijania wzajemnego oddziaływania na siebie sąsiadujących ze sobą typów mikro- lub topoklimatu. Przeprowadzone badania wskazują na to, że także przy słabym

wietrze ujawnia się wymiana pozioma powietrza, co może skutkować „zamazaniem” granic mikro-, a nawet topoklimatycznych. Jednym z warunków ujawniania się roli poziomej wymiany powietrza jest bezpośrednie sąsiedztwo obszarów o silnie skonstrastowanych właściwościach fizycznych podłoża.

Literatura:

- Armand D.L., 1980, *Nauka o krajobrazie*. PWN, Warszawa.
- Berry R.G., 1970, *A framework for climatological research with particular reference to scale concepts*. Transactions. Institute of British Geographers, 49.
- Geiger R., 1969, *Topoclimates*. World Survey of Climatology, 2. General Climatology, 2.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*. PWN, Warszawa.
- Paszyński J., 1980, *Metody sporządzania map topoklimatycznych*. Dok. Geogr. IGiPZ PAN, 3.
- Thonhwait C.W., 1964, *Zadania które oczekują klimatologię*. PZLG, 2.

THE PROBLEM OF THE TOPOCLIMATE TYPES BORDERS IN THE LIGHT OF THE RESEARCH TAKEN AT THE KASZUBIAN LAKE DISTRICT

Summary

Depending on the assumed concept of creating the spatial climate categories definitions, it happens that different explanations of the term topoclimate appear in literature. Topoclimate, as the spatial category falls between microclimate and mesoclimate. It occurs, in the judgement of the authors, very often that the topoclimate concept is attributed to both of the above mentioned categories. That is why the analysis of the differences between meso-, topo- and microclimate was carried out in the paper. It regarded not only their definitions but also the research methods that would be appropriate for each of them.

The problem of the boundaries between the topoclimate and adjacent spatial categories as well as the boundaries of topoclimates themselves was presented with the usage of the results of the research carried out in the area of the Kaszubian Lake District. The measurements were taken on three polygons, represent the typical relief features of the region.

First encompassed the endoreic area with great number of hollows. The objective was to check out whether the biggest of the hollows are able to generate their own topoclimate and to define the microclimatic diversification dependent on the small-diameter relief and different types of the underlying surface. The research revealed that the whole endoreic area should be treated as one type of topoclimate however within the area a mosaic of microclimate types exists due to the single relief forms and different ground cover. Uniformity of the air temperature and humidity at the 2 m above surface level has, most probably, two causes. Firstly the dimensions of the relief forms are too small to generate their own climatic distinction. Secondly, even during the radiative weather air exchange between adjacent hollows takes place.

Second polygon encompassed the valley of the small river: Borucinka. The objective of the research was to establish whether in such a small valley different topoclimate types might occur. Obtained results show that winding and steep-slopped erosion valleys are able to generate topoclimatological differences within the boundaries of the valley form.

Third polygon covered Raduńskie Lake Channel. The objective of the research was the establishment of the importance of the lakes in generating the topoclimate of the lake districts. Research carried out in the channel of Raduńskie Lake shows that the least impact of this factor is present during the radiative weather type, when the topoclimatic differences should be mostly recognisable. The effect of slope steepness and expositions is highly pronounced in the diversity of the air temperature at 2 meters level. Influence of the lake is restricted to the bottom of the channel. It must be stated that radiative weather does not only mean low cloudiness but also still or weak winds. The weather condition change, and most of all the rise of the wind speed over 2 m/s, causes climate features characteristic for the long deeply eroded channels to appear.

The wind direction adjusts itself to the channel axis, what in consequence leads to the acceleration of the wind due to the forced convergence of the streamflow. Channel acts like aerodynamic tunnel opened from above. Thus it is when the micro and topoclimate differences vanish.

WYDZIELANIE I KARTOWANIE TOPOKLIMATÓW NA PODSTAWIE WYMIANY ENERGII MIĘDZY ATMOSFERĄ A PODŁOŻEM

Janusz Paszyński

Abstract: The main purpose of this study is to present the methodology of topoclimatological classification of relatively small areas based on specific patterns of energy exchange at the interface earth-atmosphere, and in turn, its suitability for topoclimatological mapping. Using the typologies of energy exchange for both day-time and night-time, the final classification of topoclimates has been elaborated. Sixteen main types of topoclimates have been distinguished, according to the relative values of main components of energy balance.

Key words: Energy exchange, heat balance, radiation balance, local climates, topoclimatology, topoclimatological mapping.

Wstęp

Już od kilku dziesiątków lat podejmowane były w wielu krajach różnego rodzaju próby kartowania topoklimatów, przy czym określenie topoklimat było przez różnych badaczy w różny sposób pojmowane. Niektórzy z klimatologów – w tym także autor tego artykułu – uważają, że topoklimat oznacza dokładnie to samo co klimat miejscowy lub lokalny, a więc klimat, jaki tworzy się wskutek oddziaływania wyłącznie czynników lokalnych, a przede wszystkim – fizycznych właściwości tak zwanej powierzchni czynnej. Za takim rozumieniem tego słowa przemawia równoznaczność terminów: greckiego „*topos*” i łacińskiego „*locus*”, oznaczających miejsce lub niewielki obszar czy też najbliższą okolicę. Jednakże w literaturze klimatologicznej spotyka się czasami i inną definicję topoklimatu, a mianowicie określającą go jako klimat wykształcający się pod wpływem jednego tylko czynnika – rzeźby terenu, co jednak nie wydaje się słuszne.

Wielu badaczy w rozmaitych krajach próbowało niejednokrotnie sporządzić różnego rodzaju mapy nazwane topoklimatycznymi. Były one wykonane na ogół w skali wahającej się od 1:5 000 do 1:500 000 i obrazowały zróżnicowanie danego obszaru pod względem klimatycznym.

Biorąc pod uwagę różnorodną treść tych map można podzielić je wszystkie na kilka klas, wyróżniając wśród nich:

- mapy analityczne, przedstawiające rozkład poszczególnych elementów lub wskaźników klimatu,
- mapy syntetyczne, przedstawiające rozkład przestrzenny i zasięgi poszczególnych topoklimatów,
- mapy bonitacyjne, przedstawiające przydatność istniejących warunków klimatycznych dla różnych dziedzin działalności ludzkiej, głównie dla rozmaitych celów gospodarczych czy społecznych,
- mapy prognostyczne, przedstawiające spodziewane zmiany lokalnych warunków klimatycznych jako następstwa działalności człowieka, a także wskazujące możliwości przekształcenia i polepszenia istniejących warunków poprzez świadome modyfikacje fizycznych właściwości podłoża atmosfery.

Mapy analityczne i syntetyczne można z kolei zaliczyć do grupy map podstawowych; natomiast mapy pozostałych dwóch klas, to jest bonitacyjne oraz prognostyczne można uważać za należące do grupy map stosowanych.

Wydaje się wszakże, że sporządzanie map klimatu lokalnego w skali większej niż 1:20 000

mija się z celem, a to dlatego, że granice oddzielające poszczególne topoklimaty nigdy w rzeczywistości nie są ostro zaznaczone i – w przeciwieństwie do granic innych elementów środowiska geograficznego, takich jak rzeźba czy gleby – nie mają one wyraźnego przebiegu. Są to raczej swego rodzaju strefy przejściowe niż wyraźnie różniące się obszary. Z drugiej strony skala mniejsza od 1:200 000 nie pozwala już na wydzielenie stosunkowo drobnych jednostek, szczególnie na terenach o urozmaiconej rzeźbie. Stąd też uważam, że skala map topoklimatycznych powinna zawierać się w przedziale od 1:20 000 do 1:200 000.

Zasadniczym celem poniższej pracy jest przedstawienie nowej klasyfikacji topoklimatów, przeprowadzonej na podstawie charakterystycznych cech wymiany energii na powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem, a następnie sprawdzenie przydatności tej klasyfikacji do kartowania topoklimatycznego wykonanego ujednoczonym sposobem. Klasyfikacja taka pozwoli sporządzić tego rodzaju mapy topoklimatyczne dla rozmaitych obszarów, które między sobą są porównywalne.

Metoda

Wymianę energii na powierzchni granicznej między atmosferą a podłożem, a więc na tak zwanej powierzchni czynnej, przedstawić można ilościowo w postaci równania bilansu energii, zwanego także często bilansem cieplnym. Równanie to w swej najbardziej uproszczonej postaci wygląda następująco:

$$Q^* \pm H \pm E \pm G = 0,$$

gdzie Q^* oznacza saldo promieniowania, H – strumień turbulencyjny ciepła odczuwalnego do (lub z) atmosfery, E – strumień ciepła utajonego związanego z procesami parowania lub kondensacji, oraz G – strumień ciepła (przeważnie przewodzonego) w podłożu, przy czym znak każdego ze składników określony jest kierunkiem danego strumienia: od atmosfery do powierzchni czynnej lub też odwrotnie. Jak widać, poszczególne składniki tego równania odpowiadają głównym formom przenoszenia energii: przez promieniowanie, przez unoszenie i przez przewodzenie. Z kolei równanie bilansu promieniowania (bilansu radiacyjnego) zapisać można w postaci:

$$Q^* = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow,$$

gdzie K^\downarrow oznacza całkowite promieniowanie słoneczne, K^\uparrow – odbite promieniowanie słoneczne, L^\downarrow – promieniowanie zwrotne atmosfery, L^\uparrow – ciepłe (długofalowe) promieniowanie podłoża.

Na strukturę zarówno bilansu promieniowania, jak i bilansu cieplnego, a także na jej zmienność w ciągu doby istotny wpływ mają czynniki lokalne, m.in. rodzaj użytkowania terenu. Wartości salda promieniowania Q^* maleją w warunkach półpustynnych, co jest spowodowane dużym albedo i stosunkowo wysoką temperaturą powierzchni czynnej w ciągu dnia. Notowana jest także istotna różnica w strukturze strony rozchodowej bilansu energii w porze dziennej między polem lucerny a ścierniskiem, przejawiająca się odmiennymi wartościami stosunku Bowena $\beta = H/E$, a wywołana przede wszystkim zmniejszonym uwilgotnieniem powierzchni czynnej ścierniska.

Wychodząc z założenia o zasadniczym znaczeniu wymiany energii dla kształtowania się zróżnicowania topoklimatycznego opracowano przede wszystkim odpowiednią klasyfikację typów wymiany energii na powierzchni czynnej. Klasyfikacja ta odnosi się zasadniczo do okresu wegetacyjnego, a także do występującej w tym okresie wspomnianej pogody typu radiacyjnego. Typologię taką sporządzono osobno dla dnia i osobno dla nocy, ponieważ w obu tych porach doby

różne czynniki lokalne oddziałują na proces wymiany energii w sposób niejednakowy. Dlatego też za przewodnie kryteria przyjęto przede wszystkim względne wartości pochłoniętego promieniowania słonecznego K^* ($K^* = K^\downarrow - K^\uparrow$) w porze dziennej, zaś względne wartości strumienia ciepła jawnego (H) – w porze nocnej. Wartości względne oznaczają tu odchylenia danego strumienia energii od jego odpowiednich wartości standardowych, przez które rozumiemy wartości występujące na terenach płaskich, o nie zasłoniętym horyzoncie i pokrytych niską roślinnością trawiastą, a więc odpowiadających w przybliżeniu warunkom, jakie powinny panować w bezpośrednim otoczeniu stacji meteorologicznej. Jako kryteria dalszego podziału na klasy niższego rzędu wzięto pod uwagę wzajemne stosunki między strumieniami ciepła jawnego (H), ciepła utajonego (E) i ciepła przewodzonego w podłożu (G).

Wyniki

W opisany sposób wydzielono po trzy główne typy wymiany energii dla pory dziennej i dla pory nocnej, odpowiadające zwiększonym, przeciętnym i zmniejszonym wartościom bądź to salda promieniowania słonecznego Q^* – w dzień, bądź też strumienia ciepła jawnego H – w nocy. W niektórych przypadkach za dodatkowe kryterium klasyfikacji przyjęto także ten czynnik, jaki w danym wypadku jest odpowiedzialny za występujące odchylenia. W obrębie tych głównych typów wyróżniono jeszcze szereg podtypów odpowiadających różnym rodzajom struktury strony rozchodowej bilansu cieplnego. Ten podział na jednostki typologiczne niższego rzędu przeprowadzony dla dziennej pory doby opiera się głównie na wzajemnych relacjach między turbulencyjnymi strumieniami ciepła jawnego H i ciepła utajonego E , określonych tak zwanym stosunkiem Bowena $\beta = H/E$; w odniesieniu zaś do nocnej pory doby wzięto pod uwagę względny udział dochodzącego do powierzchni czynnej ciepła od atmosfery w postaci strumienia H i od podłoża w postaci strumienia G . Szczegółową klasyfikację typów wymiany energii w wyróżnionych dwóch porach doby przedstawiono w załączonym aneksie.

Ogólnie można powiedzieć, że wyróżnione dla dnia typy wymiany energii odpowiadają obszarom występowania zarówno stosunkowo wysokich, przeciętnych, a także niskich temperatur powierzchni czynnej, zwłaszcza w godzinach okołopołudniowych. Przejawia się to w wartościach temperatury powietrza, zróżnicowanych w zależności od rzeźby terenu.

Podobnie też klasyfikacja typów wymiany dla pory nocnej odpowiada podziałowi na: a) tereny stosunkowo ciepłe, na których – ze względu przed wszystkim na ich nachylenie – nie istnieje możliwość zalegania zimnego powietrza, b) tereny stosunkowo chłodne, będące przeważnie zastoiskami zimnego powietrza w czasie pogodnych i bezwietrznych nocy; c) tereny o przeciętnych warunkach termicznych, ze stosunkowo niewielkimi możliwościami tworzenia się lokalnych inwersji temperatury w warstwie przyziemnej w tej porze doby.

Zasięgi wydzielonych w ten sposób obszarów różnych typów wymiany energii przedstawiono kartograficznie na podstawie przede wszystkim przestrzennego zróżnicowania najważniejszych parametrów, określających fizyczne właściwości powierzchni czynnej (właściwości radiacyjne, termiczne, wilgotnościowe, aerodynamiczne itd.). Są to: albedo, stopień uwilgotnienia, współczynnik szorstkości podłoża, czy też przewodnictwo cieplne podłoża. Tego rodzaju mapy typów wymiany energii, osobno dla dnia i dla nocy, wykonano dla dwóch wybranych obszarów, reprezentujących nizinną i wyżynną część Polski, a mianowicie: a) część Kotliny Toruńskiej i Równiny

Inowrocławskiej w okolicach Ciechocinka, oraz b) część Wyżyny Sandomierskiej i Niziny Nadwiślańskiej w okolicach Sandomierza. Obydwa wzięte pod uwagę obszary badań obejmują tereny zarówno miejskie, jak i wiejskie.

Ostateczna klasyfikacja topoklimatów, uwzględniająca stosunki panujące zarówno podczas dnia, jak i podczas nocy, obejmuje 16 ich zasadniczych typów, odpowiadających względnym wartościom głównych składników bilansu cieplnego. Klasyfikacja ta uwzględnia ponadto niektóre dodatkowe kategorie, jak na przykład topoklimat z wyraźnym udziałem w bilansie cieplnym składnika *A*, to jest strumienia ciepła pochodzenia antropogenicznego, uwalnianego do atmosfery podczas spalania dużych ilości paliw do celów przemysłowych, transportowych czy ogrzewczych.

Zasięgi przestrzenne wyróżnionych topoklimatów wyznaczyć można dwojakim sposobem. Tak więc przy sporządzaniu map okolic Sandomierza uwzględniono przede wszystkim wyniki kartowania terenowego. W przypadku opracowywania map okolic Ciechocinka, każdej z góry wyróżnionej fizycznogeograficznej jednostce typologicznej przypisano określony typ wymiany energii – a przez to także określony topoklimat.

Zróznicowanie pod względem topoklimatycznym obydwóch wziętych pod uwagę obszarów przedstawiono na mapach wykonanych w skali 1:50 000 (Paszyński i in. 1999). W załączonym aneksie zamieszczono szczegółową klasyfikację wyróżnionych tam topoklimatów, przy czym klasyfikacja ta ma charakter generalny i może być zastosowana do kartowania także i innych regionów i części kraju.

Dyskusja i wnioski

Sporządzone w przedstawiony powyżej sposób mapy można uważać za pierwszy krok w kierunku szczegółowego kartowania kraju pod względem klimatycznym. Nie ulega bowiem wątpliwości potencjalna przydatność takiej mapy topoklimatycznej, która obejmowałaby obszar całego kraju, a przynajmniej – niektóre jego regiony, szczególnie wrażliwe na oddziaływanie lokalnych czynników klimatycznych. Tego rodzaju mapa – obok szczegółowych map innych składników środowiska geograficznego Polski, jak na przykład mapa geomorfologiczna, hydrograficzna, glebowa, czy też mapa roślinności – miałaby istotne znaczenie nie tylko naukowe, ale też i praktyczne. Opisane przykłady map można z kolei wykorzystać jako punkt wyjścia do wykonania szeregu map pochodnych, należących już do kategorii map stosowanych, a zawierających ocenę każdego z wyróżnionych topoklimatów na różnego rodzaju potrzeby i do zastosowań praktycznych, głównie planowania zagospodarowania przestrzennego w skali lokalnej, a nawet i regionalnej. Chodziłoby tu na przykład o pewnego rodzaju mapy bonitacyjne – a ewentualnie i prognostyczne – sporządzone na potrzeby rolnictwa, sadownictwa czy warzywnictwa, mieszkalnictwa, wypoczynku i turystyki, komunikacji i transportu, przemysłu, a nawet obronności kraju.

Wyniki uzyskane w tym opracowaniu w pełni też potwierdziły tezę, że rozkład geograficzny poszczególnych topoklimatów uzależniony jest w najwyższym stopniu od procesu wymiany energii zachodzącego na powierzchni granicznej między atmosferą a jej podłożem.

Literatura

Paszyński J., K. Miara, J. Skoczek, 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*. Dok. Geogr., 14.

ANEKS

Klasyfikacja typów wymiany energii w porze dziennej:

- Typ 1.1. - dodatnie odchylenia strumienia K^* ($K^* > K^*_{st}$), wskutek korzystnej wystawy (ekspozycji):
- Podtyp 1.1.1. - przewaga H ($H > E$),
 - Podtyp 1.1.2. - przewaga E ($H < E$),
- Typ 1.2. - dodatnie odchylenia strumienia K^* ($K^* > K^*_{st}$), wskutek niskich wartości α :
- Podtyp 1.2.1. - przewaga E ($E > G$),
 - Podtyp 1.2.2. - przewaga G ($G < E$),
- Typ 2. - przeciętne wartości K^* ($K^* \cong K^*_{st}$):
- Podtyp 2.1. - przewaga H ($H > E$),
 - Podtyp 2.2. - przewaga E ($H < E$),
- Typ 3.1. - ujemne odchylenia K^* ($K^* < K^*_{st}$), wskutek niekorzystnej wystawy:
- Podtyp 3.1.1. - przewaga H ($H > E$),
 - Podtyp 3.1.2. - przewaga E ($H < E$),
- Typ 3.2. - ujemne odchylenia K^* ($K^* < K^*_{st}$), wskutek zacielenia przez sąsiednie wyniosłości,
- Typ 3.3. - ujemne odchylenia K^* ($K^* < K^*_{st}$), wskutek wysokich wartości α ,
- Typ 3.4. - ujemne odchylenia K^* ($K^* < K^*_{st}$), wskutek zmniejszonej przezroczystości atmosfery,
- Typ 4. - tereny o dodatnich wartościach H .
- Typ 5. - tereny o istotnym udziale składnika A .

Klasyfikacja typów wymiany energii w porze nocnej:

- Typ 1. Dodatnie odchylenia strumienia H ($H > H_{st}$):
- Podtyp 1.1. - przewaga H ($H > G$),
 - Podtyp 1.2. - przewaga G ($G > H$),
- Typ 2. Przeciętne wartości strumienia H ($H \cong H_{st}$):
- Podtyp 2.1. - przewaga H ($H > G$),
 - Podtyp 2.2. - przewaga G ($G > H$),
- Typ 3. Ujemne odchylenia strumienia H ($H < H_{st}$):
- Podtyp 3.1. - przewaga H ($H > G$),
 - Podtyp 3.2. - przewaga G ($G > H$),
 - Podtyp 3.3. - występowanie strumienia G_b ,
- Typ 4. Ujemne wartości H ,
- Typ 5. Znaczne dodatnie wartości E ,
- Typ 6. Występowanie strumienia A .

Typy topoklimatów:

- Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q^*_{st}$),
- 1.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{st}$),
 - 1.1.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H > E$),
 - 1.1.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E > H$),
 - 1.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{st}$),

- 1.2.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H>E$),
 - 1.2.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E>H$),
- Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* \cong Q^*_{st}$),
- 2.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H>H_{st}$),
 - 2.1.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H>E$),
 - 2.1.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E>H$),
 - 2.2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach H w nocy ($H \cong H_{st}$),
 - 2.2.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H>E$),
 - 2.2.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E>H$),
 - 2.3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H<H_{st}$),
 - 2.3.1. Topoklimat o przewodze H w nocy ($H>G$),
 - 2.3.2. Topoklimat o przewodze G w nocy ($G>H$),
- Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* < Q^*_{st}$),
- 3.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H>H_{st}$),
 - 3.1.1. Topoklimat o przewodze H w dzień ($H>E$),
 - 3.1.2. Topoklimat o przewodze E w dzień ($E>H$),
 - 3.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H<H_{st}$),
- 4. Topoklimat o dodatnich wartościach H w dzień i ujemnych w nocy,
 - 5. Topoklimat o dodatnich wartościach E w nocy,
 - 6. Topoklimat z występowaniem strumienia A .

TOPOCLIMATOLOGICAL MAPPING BASED ON THE ENERGY EXCHANGE AT THE INTERFACE EARTH-ATMOSPHERE

Summary

The main purpose of this study is to present the methodology of topoclimatological classification based on specific patterns of energy exchange at the interface earth-atmosphere, and in turn, its suitability for standardized topoclimatological mapping.

Taking into account the contents of various topoclimatic maps, their classification into the four following categories have been established:

- 1/ Analytical maps presenting geographical distribution of individual elements of climate, or climatic indices.
- 2/ Synthetic maps presenting the spatial repartition of different types of topoclimates
- 3/ Evaluating maps presenting the usefulness of existing topoclimatic conditions for different practical purposes.
- 4/ Prognostic maps presenting expected modifications and indicating possible improvements of local climatic conditions as result of intentional changes of physical properties of the earth surface.

Analytical and synthetic maps may be considered as basic topoclimatological maps, while evaluating and prognostic maps belong rather to the group of applied maps.

The exchange of energy at the active surface can be presented in the form of the equation of energy balance:

$$Q^* + H + E + G = 0,$$

in which Q^* is net radiation, H is flux of sensible heat to/from the atmosphere, E is flux of latent heat of evaporation or condensation, and G is subsurface heat flux (soil heat flux), while

$$Q^* = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow,$$

is the equation of radiation balance in which K^\downarrow is global solar radiation, K^\uparrow - is solar radiation reflected by the earth surface, L^\downarrow - is atmospheric counterradiation, L^\uparrow - is thermal (long-wave) radiation of the earth surface.

Daily courses of main components of both radiation and energy balances, observed in several sites situated in different environmental conditions, especially during clear and calm weather, as such meteorological conditions favour the strongest spatial differentiation of individual energy fluxes, and thus the differentiation of the structure of energy balance.

The topoclimatological classification proposed takes into account various types of energy exchange observed mainly during the growing season with prevailing periods of radiative weather mentioned.

As the process of energy exchange depends upon different factors during different part of the day, it has been necessary to establish such typology separately for the diurnal part of day and separately for the nocturnal one. The amount of absorbed solar radiation which can be converted into other forms of energy is of crucial importance during the diurnal hours, while the convective exchange of sensible heat with the atmosphere as consequence of local advection of cold air plays a predominant role in the structure of energy balance during nocturnal hours. Therefore the main criterion of distinguishing the types of energy exchange during diurnal hours are relative values of absorbed solar radiation, while the relative values of the flux of sensible heat have been assumed as principle of distinguishing types of energy exchange for the nocturnal part of the day according to their various ability to develop local nocturnal inversions. These relative values are here deviations with regard to values observed simultaneously at a reference site, representing standard conditions, i.e. a flat horizontal surface with unobstructed horizon, and covered with low vegetation, preferably with short grass.

In this way three main types of energy exchange for the diurnal period, as well as other three main types

for the nocturnal period of the day have been separated: with increased, with average, and with decreased values of Q^* or H respectively. In some cases, it was indicated what factor (what physical property of the interface) is responsible for these deviations.

Within the main types of energy exchange thus distinguished, a subsequent classification into second order units (subtypes) has been established, taking into account either the values of the Bowen ratio $\beta = H/E$, or the relative share of heat incoming to the active surface, both from the atmosphere - flux H , and from the underlying substratum - flux G (annex).

Using the typologies of energy exchange for both day-time and night-time, the final classification of topoclimate has been elaborated and the fundamental topoclimatological map has been drawn up. 16 main types of topoclimate have been distinguished, according to the relative values of all four main components of energy balance. The classification contains also some additional categories, as e.g. a separate topoclimate with marked share of anthropogenic heat A , too (annex).

The spatial distribution of areas occupied by each topoclimate has been delimited by field mapping. Another approach consists in the attribution of a specific type of energy exchange and consequently of individual topoclimate to each of physico-geographic microregions previously distinguished and delimited.

The topoclimatological map thus obtained may be considered as the fundamental one. It can be used as the initial point for establishing some derived maps, containing the evaluation of distinguished topoclimates for various practical purposes.

Autorzy artykułów:

Alcoforado Maria João

Centre of Geographical Studies, University of Lisboa
Faculty of Letters, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal

Andrade Henrique

Centre of Geographical Studies, University of Lisboa
Faculty of Letters, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal
e-mail: henriqueandrade@mail.doc.fl.ul.pt

Baranowski Jarosław

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: i.bar@twarda.pan.pl

Bednorz Ewa

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
ul. Fredry 10, 61-701 Poznań
e-mail: ewabedno@amu.edu.pl

Błażejczyk Krzysztof

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: k.blaz@twarda.pan.pl

Bokwa Anita

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński
ul. Grodzka 64, 31-044, Kraków,
e-mail: abokwa@grodzki.phils.ui.edu.pl

Charciarek Tomasz

Zakład Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego
ul. Lipowa 81, 90-568 Łódź

Fortuniak Krzysztof

Zakład Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego,
ul. Lipowa, 8190-568 Łódź
e-mail: kfortun@krvsia.uni.lodz.pl

Kicińska Bożena

Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przemieście 30, 00-927 Warszawa
e-mail: bozenak@mercurv.ci.uw.edu.pl

Kolendowicz Leszek

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
ul. Fredry 10, 61-701 Poznań
e-mail: leszko@main.amu.edu.pl

Korzeniewski Józef

Katedra Klimatologii i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański
 ul. Dmowskiego 16 a, 80-264 Gdańsk
 e-mail: klimat@univ.gda.pl

Kuchcik Magdalena

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
 ul. Twarda 51/55 00-818 Warszawa
 e-mail: mkuchcik@twarda.pan.pl

Matuszko Dorota

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński
 ul. Grodzka 64, 31-044 Kraków
 e-mail: dmatuszk@grodzki.phils.uj.edu.pl

Mora Carla

Centre of Geographical Studies, University of Lisboa
 Faculty of Letters, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal

Nowosad Marek

Zakład Meteorologii i Klimatologii UMCS,
 ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
 e-mail: holica@biotop.umcs.lublin.pl

Obrębska-Starkłowa Barbara

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński
 ul. Grodzka 64, 31-044 Kraków
 e-mail: bstarkel@grodzki.phils.uj.edu.pl

Olszewski Krzysztof

Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
 ul. Krakowskie Przemieście 30, 00-927 Warszawa
 e-mail: krzvszolsz@mercurv.ci.uw.edu.pl

Paszyński Janusz

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
 ul. Twarda 51/55 00-818 Warszawa
 e-mail: i.pasz@twarda.pan.pl

Pflitsch Andreas

Geographisches Institut Ruhr-Universität Bochum,
 Universitäts str. 150, 44 780 Bochum, Germany
 e-mail: andreas.pflitsch@rz.ruhr-uni-bochum.de

Piasecki Jacek

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski
 ul. A. Kosiby 8, 51-670 Wrocław

Podstawczyńska-Bienias Agnieszka

Zakład Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego
 ul. Lipowa 81, 90-568 Łódź
 e-mail: apodstaw@krvsia.uni.lodz.pl

Jerzy Ludwik Pyka

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski
 ul. A. Kosiby 8, 51-670 Wrocław
 e-mail: pykail@meteo.uni.wroc.pl

Ramos Miguel

Department of Physics, University of Alcalá de Henares
 28871 Alcalá de Henares, Spain

Ropuszyński Piotr

Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski
 ul. A. Kosiby 8, 51-670 Wrocław
 e-mail: ropuszp@meteo.uni.wroc.pl

Szałach Grzegorz

Zakład Meteorologii i Bioklimatologii, Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska
 ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce,
 e-mail: grzegorz.szalach@pu.kielce.pl

Szyga-Pluta Katarzyna

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,
 Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
 ul. Fredry 10, 61-701 Poznań

Trapp Jerzy A.

Katedra Klimatologii i Kształtowania Środowiska
 Uniwersytet Gdański
 ul. Dmowskiego 16 a, 80-264 Gdańsk
 e-mail: klimat@univ.gda.pl

Vieira Gonçalo Teles

Centre of Geographical Studies, University of Lisboa
 Faculty of Letters, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal

Wyszkowski Andrzej

Katedra Klimatologii i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański
 ul. Dmowskiego 16 a, 80-264 Gdańsk
 e-mail: geoaw@univ.gda.pl

Żarnowiecki Grzegorz

Zakład Meteorologii i Bioklimatologii, Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska
 ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce,
 e-mail: gzarn@pu.kielce.pl

Żmudzka Elwira

Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
 ul. Krakowskie Przemieście 30, 00-927 Warszawa

Very faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page. The text is arranged in several paragraphs and appears to be a formal document or report.

Informacje dla autorów i czytelników

„DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA” – ukazuje się w standardowym nakładzie 200 egzemplarzy.

Sprzedaż publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- ORWN-BIS, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. 69 78 835, czynna od poniedziałku do piątku w godz. od 10 do 18.

- ORWN, Pałac Kultury i Nauki, Warszawa.

Wymagania techniczne stawiane pracom składanym do druku w serii „DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA”

Tekst i tabele należy przygotować na dyskietce (3,5” Microdisks) w programie WORD 7.0, podpisy pod ryciny w języku polskim i angielskim powinny być umieszczone w oddzielnym pliku, ryciny (opracowane komputerowo lub na kalce) w postaci czystorysów gotowych do druku.

Do każdej pracy w języku polskim należy dołączyć streszczenie angielskie (1-2 strony) oraz abstrakt (3-6 zdań) i słowa kluczowe (3-4), również w języku angielskim.

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

1998

9. MIECZYŚLAW BANACH – Dynamika brzegów dolnej Wisły.
10. MIROŚLAW BŁASZKIEWICZ – Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie.
11. LESZEK STARKEL (red.) – Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew.
12. ADAM KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III.
13. ALICJA BREYMEYER, EWA ROO-ZIELIŃSKA – Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geologiczne.

1999

14. JANUSZ PASZYŃSKI, KRYSZYNA MIARA, JÓZEF SKOCZEK – Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego.

2000

15. PIOTR EBERHARDT – Przemieszczenia ludności na terytorium Polski spowodowane II wojną światową.
16. TERESA KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Stan badań klimatu i bioklimatu uzdrowisk polskich.
17. EWA NOWOSIELSKA – Sektor usług w Aglomeracji Warszawskiej 1992-1997: przemiany strukturalne i tendencje rozwoju.
18. TEOFIL LIJEWSKI – Problemy zagospodarowania przestrzennego Polski w świetle przebudowy infrastruktury komunikacyjnej.
19. JAN MAREK MATUSZKIEWICZ, EWA ROO-ZIELIŃSKA (red.) – Międzywale Wisły jako swoisty układ przyrodniczy (odcinek Pilica-Narew).
20. BOŻENA GAŁCZYŃSKA, ROMAN KULIKOWSKI – Wieś i rolnictwo strefy podmiejskiej Warszawy. Zróżnicowania przestrzenne i procesy transformacji.
21. MARIUSZ KOWALSKI, PRZEMYSŁAW ŚLESZYŃSKI – Uwarunkowania zachowań wyborczych w województwie śląskim.

2001

22. JERZY BAŃSKI – Stan i perspektywy rolnictwa na obszarach problemowych w Polsce.

PL- ISSN 0012-5032
ISBN 83-87954-21-7

<http://rcin.org.pl>