

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

**POSTĘP BADAŃ ZMIAN KLIMATU POLSKI
I ICH ZNACZENIE DLA ŻYCIA
I GOSPODARCZEJ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA**

**100 LAT
GEOGRAFII
W UNIWERSYTECIE WARSZAWSKIM**

**UNIVERSITY OF WARSAW
FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES**

MARIA STOPA-BORYCZKA, JERZY BORYCZKA

**XXXVII . THE ADVANCES IN THE RESEARCH ON CLIMATIC
CHANGE OF POLAND AND ITS IMPORTANCE FOR HUMAN
LIFE AND ECONOMIC ACTIVITY**

atlas

**OF INTERDEPENDENCE
OF METEOROLOGICAL
AND GEOGRAPHICAL
PARAMETERS
IN POLAND**

Warszawa 2017

**UNIwersYTET WARSZAWSKI
WYDZIAŁ GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH**

MARIA STOPA-BORYCZKA, JERZY BORYCZKA

**XXXVII. POSTĘP BADAŃ ZMIAN KLIMATU POLSKI
I ICH ZNACZENIE DLA ŻYCIA
I GOSPODARCZEJ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA**

atlas

**WSPÓŁZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2017

Komitet Redakcyjny

Maria STOPA-BORYCZKA

Jerzy BORYCZKA

Jolanta WAWER

Władysław ŻAKOWSKI

Recenzent

Bohdan Mucha

Lwowski Uniwersytet im. Iwana Franki

Ukraina

© Copyright by Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW 2017

ISBN 978-83-63245-62-7

Druk i oprawa: Zakład Graficzny UW, zam. 902/2017

..

SPIS TREŚCI

I.	WPROWADZENIE	5
II.	KIERUNKI I WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI I EUROPY W LATACH 1951-2017	9
2.1.	Z badań klimatu Polski w drugiej połowie XX wieku	9
2.2.	Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu	14
2.3.	Postęp badań naturalnych zmian klimatu Europy w pierwszej dekadzie XXI wieku w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku	31
III.	GROŻNE ZJAWISKA ATMOSFERYCZNE W POLSCE Z WYODRĘBNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA	41
3.1.	Ekstrema (maksima i minima) temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej	42
3.2.	Z badań okresowości i tendencji zmian burz w Polsce (1951-1990)	48
3.3.	Zmienność aktywności burzowej w niektórych regionach geograficznych Polski, Katarzyna GRABOWSKA	73
3.4.	Grożne zjawiska pogodowe w Polsce (1966-2000)	82
3.5.	Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie, Katarzyna WESOŁOWSKA (GRABOWSKA)	87
3.6.	Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy, Przemysław KOTYNIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	92
3.7.	Zastosowanie wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków (autoreferat rozprawy doktorskie), Joanna POPŁAWSKA	103
IV.	MAKSYMALNE DOBOWE SUMY OPADÓW I POKRYWA ŚNIEŻNA W POLSCE NA PRZYKŁADZIE WARSZAWY I KRAKOWA	125
4.1.	Maksymalne dobowe sumy opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000	125
4.2.	Częstość opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000	130
4.3.	Maksyma dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie, Joanna MAROSZEK	134
4.4.	Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu wysokich opadów w aglomeracji warszawskiej w latach 1971-1980, Kamila HIPNAROWICZ, Jolanta WAWER	140
4.5.	Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000	144
4.6.	Pokrywa śnieżna w Warszawie w latach 1965-1995, Piotr GAŁECKI	150
4.7.	Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-95, Rafał PŁAŻEWSKI	153
4.8.	Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie, Michał PRASZKIEWICZ	167
V.	STAN ZANIECZYSZCZENIA ATMOSFERY W WARSZAWIE I INNYCH MIASTACH POLSKI	183
5.1.	Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Polsce (2007), Kamila PYŁKA	189
5.2.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce (2009), Anna SKUPIŃSKA	202
5.3.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczenia w Warszawie (2000), Aleksandra CZERWONKA	209
5.4.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004–2006 (2010), Paweł SZCZEPAŃSKI	215
5.5.	Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy (1996-2000) (2004), Katarzyna JATCZAK	221
5.6.	Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009 (2012), Anna FAFLAK	223
5.7.	Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy (2010), Urszula FRYDRYCHOWSKA	227

5.8.	Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa (2009), Katarzyna ZDUNCZYK	234
VI	OCENA KLIMATU NA POTRZEBY LOTNICTWA W WARSZAWIE I INNYCH MIASTACH POLSKI	239
6.1.	Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1993), Józef OSOS	242
6.2.	Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie (2007), Karolina BŁASIAK	256
6.3.	Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991), Magdalena SZULC-BOMBA	259
6.4.	Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy (2011), Grzegorz WIKTORSKI	261
6.5.	Klimat lotniska Sadków w Radomiu (2010), Paweł PARZUCHOWSKI	272
6.6.	Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki (2003), Anna MROZEK	284
6.7.	Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy (2008), Emilia OLCZAK	291
6.8.	Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich (2008), Jakub SZMYD	304
6.9.	Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych (1990), Krzysztof BUCZYŃSKI	312
VII	OCENA KLIMATU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI NA POTRZEBY CZŁOWIEKA	325
7.1.	Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski (1977), Alicja NOWICKA-WALCZYK	325
7.2.	Charakterystyka bioklimatu woj. suwalskiego w cieplej porze roku (1978), Grażyna ROKOSZEWSKA	340
7.3.	Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990 (2001), Maciej OKRASA	353
7.4.	Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w woj. suwalskim (1979), Władysław REMISZEWSKI	363
7.5.	Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa (2001), Joanna BEREŚ	374
7.6.	Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka (1988), Wiesława JAKIMIUK - OLSZEWSKA	390
VIII	ZAKOŃCZENIE – WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW W DRUGIEJ DEKADZIE XXI WIEKU (2011-2017)	401
IX	LITERATURA	441

I. WPROWADZENIE

Prezentowany 37 Tom *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* p.t. *Postęp badań zmian klimatu Polski i ich znaczenie dla życia i gospodarczej działalności człowieka* zawiera ważniejsze wyniki badań w zakresie groźnych zjawisk atmosferycznych w Polsce, stanu zanieczyszczenia atmosfery, oceny klimatu pod względem komunikacji lotniczej oraz oceny klimatu północno-wschodniej części Polski na potrzeby człowieka.

Najpierw, w rozdziale II. *Kierunki i ważniejsze wyniki badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski w latach 1951-2017 (2.2 Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu)* aproksymacja pól zmiennych meteorologicznych równaniami hiperpłaszczyzn regresji i wielomianami regresji, czwartego stopnia względem trzech współrzędnych: szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza (φ , λ , H) okazała się doskonałym narzędziem badań klimatu na obszarach Polski i Europy. Równania te umożliwiają wyznaczenie np. wartości temperatury powietrza w miejscach, gdzie nigdy nie prowadzono pomiarów. Szczególne znaczenie mają mapy gradientów – wektorów wskazujących wzrosty lub spadki ($^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$) temperatury powietrza na obszarze Polski.

W rozdziale III. *Groźne zjawiska atmosferyczne w Polsce z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa* przedstawiono ważniejsze wyniki badań dotyczące zmian czasowych i przestrzennych liczby dni z burzą oraz prawdopodobieństwa ich występowania w Polsce, zamieszczone w dwóch tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*:

- *Prognozy zmian klimatu Polski* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J.), t. XVI, 2002, Wyd. UW, ss. 212 (rozdz. V i VI): V. *Pole temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej*, VI. *Z badań okresowości i tendencji zmian burz w Polsce*.
- *Groźne zjawiska pogodowe w Polsce* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J.), t. XVIII, 2004, Wyd. UW, ss. 217

Szczególne znaczenie mają wyznaczone cykle liczby dni z burzą, tendencje, ich zależność od aktywności Słońca, od typów cyrkulacji oraz prognozy zmian do 2025 roku (według danych z 20 stacji meteorologicznych). Dystrybuanty empiryczne zbliżone do dystrybuant rozkładu normalnego umożliwiają wyznaczenie prawdopodobieństwa wystąpienia burzy w zależności od warunków meteorologicznych (od cyrkulacji atmosferycznej).

Ponadto, zamieszczono autoreferat rozprawy doktorskiej:

- Joanna Popławska , 2016, *Zastosowania wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków* (obrona 10 maja 2016 r , promotor Dr hab. Elwira Żmudzka, recenzenci: Prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka , Dr hab. Zuzanna Bielec-Bąkowska)

W pracy oceniono przydatność: wskaźników: konwekcyjnych i uskoku wiatru oraz obrazów radarowych i zdjęć satelitarnych w detekcji najgroźniejszych małoskalowych wirów powietrznych. Określono również przebiegi dobowy i roczny liczby tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski .

Stan atmosfery podczas trwania niektórych trąb powietrznych i tornad na obszarze Polski (2006-2012) określono na podstawie obrazów radarowych, map synoptycznych Europy o godz. 12.00 UTC (IMGW) oraz diagramów aerologicznych w odpowiednich miejscowościach (o godzinie 0.00 i 12.00 UTC) .

Szczególne znaczenie w badaniach uwarunkowań występowania tornad i trąb powietrznych nad obszarem Polski mają wskaźniki: LCL (m) – poziom kondensacji, CAPE (Jkg^{-1}) – wartość energii potencjalnej w warstwach powietrza 0-6 km i 0-3 km, oraz wskaźniki charakteryzujące pionowy profil wiatru (tzw. uskok wiatru).

Maksyma liczebności tornad i trąb powietrznych na histogramach wskazują przedziały wartości wskaźników konwekcyjnych o maksymalnym prawdopodobieństwie.

W rozdziale IV. *Maksymalne dobowe sumy opadów i pokrywa śnieżna w Polsce*

na przykładzie Warszawy i Krakowa przedstawiono cykle, histogramy, dystrybuanty empiryczne i normalne oraz tendencje maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych i pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 (rok).

W rozdziale V. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* przedstawiono ważniejsze wyniki badań prowadzonych w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (z udziałem studentów) w zakresie stanu zanieczyszczenia atmosfery w Polsce opublikowane w *Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*:

– *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXVIII, 2012, Wyd. UW, ss. 470.

Na przykład, przestrzenne zróżnicowanie stężenia dwutlenku siarki w atmosferze na terenie Polski i jego zależność od cyrkulacji atmosferycznej określono w skrótach prac magisterskich K. Pyłki (2005) p.t. *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce* i A. Skupińskiej (2009) p.t. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce*. w latach 1993-1999.

W rozdziale VI. *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* zamieszczono ważniejsze wyniki badań prowadzonych w Zakładzie Klimatologii. Są to skróty prac magisterskich, dotyczące ocen klimatu lotnisk znajdujących się na obszarze Polski, opublikowane w *Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*:

– *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski*

(Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXIX, 2013, Wyd. UW, ss. 451.

W pracy np. J. Ososa (1993) p.t. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960)* przedstawiono analizę zjawisk atmosferycznych zachodzących na lotnisku Warszawa-Okęcie i nad nim, w warstwie, w której odbywa się początkowa i końcowa faza każdego lotu. W pracy K. Buczyńskiego (1990) p.t. *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* wyróżniono rodzaje obciążeń organizmu ludzkiego związanych z lotami długodystansowymi – przede wszystkim z dużymi zmianami temperatury powietrza.

Rozdział VII. *Ocena klimatu północno-wschodniej części Polski na potrzeby człowieka* zawiera skróty prac magisterskich (np. J. Bereś, 2001, *Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa*), opublikowane w t. XXX. *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*:

– *Klimat północno-wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXX, 2013, Wyd. UW, ss. 450

W *Zakończeniu – Ważniejsze wyniki badań Zakładu Klimatologii UW w drugiej dekadzie XXI wieku (2011-2017)* (rozd. VIII) przedstawiono syntezę ważniejszych wyników badań przestrzennych i czasowych zmian klimatu Ziemi.

II. KIERUNKI I WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI I EUROPY W LATACH 1951-2017

2.1. Z badań klimatu Polski w drugiej połowie XX wieku

Podstawowe badania Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (poprzednio Instytutu Geograficznego) dotyczą głównie klimatu Polski. Temat ten od 1952 r. figuruje w planach naukowych Zakładu. Modyfikacji ulegały tylko jego sformułowania, nawiązujące często do nowych prądów w klimatologii.

Inicjatorem badań z zakresu klimatu Polski był prof. Romuald Gumiński – pierwszy kierownik Zakładu Klimatologii IG UW w latach 1951-1952. Z jego prac dotyczących całej Polski na szczególną uwagę zasługują *Materiały do poznania genezy i struktury klimatu Polski* (1952). Autor wprowadził w Polsce nowy kierunek – klimatologię dynamiczną i pokazał, jak zastosować jej metody na przykładzie Polski. Praca upoważnia do stwierdzenia, że R. Gumiński był prekursorem opracowania cech dynamicznych klimatu Polski.

R. Gumiński stał zawsze na stanowisku wiązania nauki z życiem, wprowadzając metody klimatologii stosowanej. Jego zasługą jest też propagowanie wiedzy na ten temat, o czym świadczą liczne publikacje. Do najbardziej znanych, najwyżej cenionych i najczęściej cytowanych w literaturze należy *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce* (1948). Pełny tekst opracowania regionalizacji, znajdujący się w Zakładzie Klimatologii UW, opublikowano dopiero w 1998 r. w specjalnym zeszycie *Prac i Studiów Geograficznych*, t. 22.

Problemy naukowe zainicjowane przez R. Gumińskiego były i są kontynuowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego, przy czym najważniejszym obiektem badań jest nadal Polska. Świadczą o tym m.in., podstawowe kierunki badań realizowanych po śmierci prof. R. Gumińskiego przez jego następców.

Do głównych kierunków naukowych rozpoczętych w Zakładzie Klimatologii IG UW pod kierunkiem prof. dr Wincentego Okołowicza (1953-1975) i przy dużej pomocy doc dr hab. Zofii Kaczorowskiej (1951-1972) należą:

- Struktura i regionalizacja klimatu Polski,
- Klimat północno-wschodniej Polski,
- Klimat i bioklimat miast.

Celem prac dotyczących pierwszego i drugiego tematu jest określenie zakresu oddziaływania czynników geograficznych na pola elementów klimatu w Polsce.

Podstawowe znaczenie w badaniach klimatu ma znajomość struktury pól elementów meteorologicznych, ich czasowa i przestrzenna zmienność, współzależność oraz dynamika zmian.

Pole temperatury powietrza charakteryzują takie zmienne, jak: średnia dobowa temperatura, średnie ekstremalne (maksymalna i minimalna), amplituda dobowa i roczna, daty początku i czas trwania termicznych pór roku, okres wegetacyjny, liczba dni z przymrozkami, okres bezprzymrozkowy, liczba dni mroźnych i bardzo mroźnych oraz gorących. Wskazują one na intensywność procesów cieplnych zachodzących na obszarze Polski.

Pole wilgotności powietrza określają takie zmienne, jak: ciśnienie pary wodnej, wilgotność bezwzględna, właściwa, względna i niedosyt wilgotności powietrza oraz pośrednio – parowanie z powierzchni gruntu.

Z obiegiem wody w układzie Ziemia – atmosfera wiążą się, oprócz wskaźników wilgotności i parowania, także opady atmosferyczne i zachmurzenie. Oto zmienne charakteryzujące opad: sumy miesięczne zmierzone i rzeczywiste, amplituda, maksymalne sumy dobowe, liczba dni z opadem powyżej progów 0,1; 1,0; 10,0 mm, liczba dni z burzą, liczba dni z pokrywą śnieżną i czas jej występowania. W przypadku zachmurzenia nie ograniczono się do podstawowych wskaźników, takich jak średnie dobowe zachmurzenie, liczba dni pogodnych i pochmurnych, liczba dni z mgłą, lecz także zajmowano się rodzajami chmur.

Miarami intensywności poziomego ruchu powietrza są: średnia prędkość wiatru, poziomy strumień powietrza i pary wodnej, liczba dni z wiatrem silnym i bardzo silnym oraz częstość cisz.

Wskaźnikami biometeorologicznymi, które znajdują coraz częstsze zastosowanie w opracowaniach klimatologicznych, są temperatura ekwiwalentna i entalpia.

Do wielkości fizycznych wyznaczonych po raz pierwszy w odniesieniu do całego obszaru Polski należą: gęstość powietrza, wilgotność bezwzględna, wilgotność właściwa, poziome strumienie powietrza i pary wodnej, temperatura potencjalna i entropia (tab. 1).

Tabela 1. Parametry meteorologiczne, ich symbole i jednostki
Table 1. Meteorological parameters, their notation and units used

Lp.	Symbole	Parametry meteorologiczne	Jednostki
1.	T	Temperatura powietrza	K
2.	A	Dobowa amplituda temperatury	°C
3.	T_{\max}	Temperatura maksymalna	K
4.	T_{\min}	Temperatura minimalna	K
5.	U	Energia wewnętrzna	cal/g
6.	H	Enthalpia	cal/g
7.	p	Ciśnienie atmosferyczne	hPa
8.	Θ	Temperatura potencjalna	K
9.	ρ	Gęstość powietrza	kg/m ³
10.	S	Entropia	J/gK
11.	e	Ciśnienie pary wodnej	hPa
12.	ρ	Wilgotność bezwzględna	g/m ³
13.	q	Wilgotność właściwa	g/kg
14.	f	Wilgotność względna	%
15.	A	Niedosyt wilgotności	hPa
16.	Θ_e	Temperatura ekwiwalentna	K
17.	v	Prędkość wiatru	m/s
18.	M	Poziomy strumień powietrza	kg/m ² s
19.	M'	Poziomy strumień pary wodnej	kg/m ² s
20.	N	Zachmurzenie	1/10
21.	O	Opady atmosferyczne	mm
22.	L_o	Dni pogodne	liczba dni
23.	L_o	Dni pochmurne	liczba dni
24.	L_o	Dni z opadem	liczba dni
25.	L_m	Dni z mgłą	liczba dni
26.	L_v	Dni z wiatrem >10 m/s	liczba dni
27.	L_c	Dni z ciszą	liczba dni

Dotychczas klimat Polski przedstawiany był za pomocą izarytm średnich wieloletnich wartości poszczególnych elementów meteorologicznych, które najlepiej charakteryzują średni stan atmosfery.

Przestrzenne zróżnicowanie klimatu wynika głównie ze zmian szerokości geograficznej (strefowości), odległości od Oceanu Atlantyckiego i wysokości nad poziomem morza (astrefowości). Syntezą wyników badań w tym zakresie są wyodrębnione regiony klimatyczne Polski (Okołowicz, 1966).

Do ważniejszych prac oryginalnych z zakresu badań struktury i regionalizacji klimatu Polski należą:

- *Zachmurzenie Polski* (Okołowicz, 1962),
- *Burze w Polsce* (Stopa, 1962),
- *Temperatura powietrza w Polsce* (Stopa, 1968),
- Mapy klimatyczne do *Atlasu Narodowego Polski*, w tym podział klimatu Polski (Okołowicz, 1973-1978),
- *Transformacja pary wodnej w dolnej troposferze nad wybranymi obszarami Polski* (Olszewski, 1973 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Wpływ podłoża na rozwój chmur Cumulus nad wybranymi terenami Niżu Polskiego* (Lenart, 1973 – maszynopis pracy doktorskiej).

Głównym celem wymienionych prac jest wyodrębnienie cech charakterystycznych i specyficznych klimatu Polski, wynikających z jej położenia geograficznego w umiarkowanych szerokościach Europy Środkowej ($\varphi = 49-55^\circ$, $\lambda = 14-25^\circ$). Tytuły prac wskazują, że dotyczą one głównie naturalnych zmian klimatu, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu rocznego. Do elementów uprzywilejowanych pod względem liczby opracowań należy z całą pewnością temperatura powietrza, traktowana, jako efekt intensywności obiegu ciepła w systemie Ziemia-atmosfera. Temperatura powietrza jest bowiem elementem najważniejszym, który determinuje stan pozostałych elementów klimatu. Badania przeprowadzono w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Najwięcej przykładów pochodzi z całej Polski, jej północno-wschodniej części oraz Mazowsza. Podstawą tych opracowań były głównie dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z lat 1951-1960, 1951-1965 oraz 1951-1980.

Cechy charakterystyczne i osobliwe klimatu północno-wschodniej Polski

Klimat północno-wschodniej części Polski charakteryzuje się cechami typowymi dla całego obszaru Polski, ponieważ jest kształtowany przez charakterystyczny dla naszego kraju zespół procesów klimatotwórczych i czynników geograficznych. Jednakże ze względu na położenie geograficzne obszar ten, a szczególnie jego część północno-wschodnią, wyróżnia się pewnymi cechami znanymi. Północno-wschodnią Polskę wyodrębnia się jako obszar najchłodniejszy (poza rejonami górskimi), głównie w chłodnej porze roku, czego następstwem jest:

- wydłużony okres zimy i skrócony czas trwania lata,
- skrócony okres wegetacyjny,
- najkrótszy okres bezprzymrozkowy,
- najdłuższy okres zalegania pokrywy śnieżnej.

Poza tym charakteryzuje się największymi rocznymi amplitudami temperatury powietrza i skróconym czasem trwania przejściowych pór roku, zwłaszcza przedwiośnia. Inne charakterystyki klimatu, do których należą: wiatry (przeważnie słabe z kierunków W i NW – latem, a SW z wyraźnym wzrostem E – zimą), wilgotność powietrza, wysokość opadów i liczba dni z opadem, przewaga opadów letnich nad zimowymi, liczba dni pogodnych i pochmurnych, nie wyróżniają tego obszaru na tle Polski.

Wymienione specyficzne cechy warunków klimatycznych tego terenu są przejawem narastania wpływów kontynentalnych w kierunku z zachodu na wschód. To narastanie cech kontynentalizmu, typowe dla całego obszaru Polski, można również prześledzić na fragmencie objętym opracowaniem. Ogólny kierunek zmian, szczególnie cech termicznych, zachowuje układ typowy dla całej Polski. Najbardziej zaznacza się wzrost ku wschodowi rocznej amplitudy temperatury ze względu na niższe wartości temperatury powietrza w miesiącach zimowych.

Ogólny kierunek zmian temperatury (typowy również dla całej Polski): w zimie spadek równoleżnikowy – na wschód, a w lecie spadek południkowy – ku północy sprawia, że wschodnia część Pojezierza Mazurskiego jest najchłodniejszym fragmentem tego terenu, średnio o 2 °C w porównaniu z najcieplejszą doliną Wisły. Potwierdzeniem są liczby dni charakterystycznych, np. dni bardzo mroźnych jest więcej o 15, mroźnych o 25, a dni z przymrozkami aż o 35 na krańcach wschodnich niż w zachodniej części omawianego terenu. Ta odmienna liczba dni charakterystycznych jest nie tylko wynikiem silniejszego wychłodzenia obszarów położonych w północno-wschodniej i wschodniej części terenu, lecz także wynikiem dłuższego zalegania mas chłodnego powietrza. Pierwsze jesienne przymrozki pojawiają się na tym terenie przeciętnie o około 40 dni wcześniej niż na zachodzie, a znikają na wiosnę o miesiąc później. Okres bezprzymrozkowy jest więc o około 70 dni krótszy. Pokrywa śnieżna zalega na tym obszarze również o ponad miesiąc dłużej niż w dolinie Wisły. Dni ze średnią dobową temperaturą poniżej i równą 0°C, które określają porę zimową, jest o ponad 25 więcej niż w południowej i południowo-zachodniej części obszaru i o tyleż samo dni krócej trwa lato. Okres wegetacyjny na Pojezierzu Suwalskim jest przeciętnie o 15 dni krótszy niż w dolinie Wisły. Surowość warunków termicznych, nasilająca się w kierunku północno-wschodnim, warunkuje wiele zjawisk, jakie zachodzą w przyrodzie. Na podstawie map dotyczących zjawisk fenologicznych można stwierdzić, że zróżnicowanie terminów początku i końca określonych faz rozwojowych zarówno roślinności naturalnej, jak i upraw rolniczych jest ściśle związane z rozkładem temperatury i zachowuje podobne zróżnicowanie. W północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego roślinność wchodzi w poszczególne fazy rozwoju z opóźnieniem przeciętnie o 10 do 20 dni w stosunku do rejonów położonych na południu i zachodzie.

Omówione cechy klimatu północno-wschodniej części Polski (ostrość zim, większe roczne amplitudy temperatury, zmniejszająca się w kierunku wschodnim zawartość pary wodnej w powietrzu, jak również wyraźna przewaga opadów letnich nad zimowymi) są skutkiem wpływów kontynentalnych. Spowodowane jest to przede wszystkim położeniem geograficznym – znacznym oddaleniem od wpływów Oceanu Atlantyckiego, ale również i ukształtowaniem terenu, które w południowej części stwarza warunki do swobodnego wnikanía morskich mas powietrza, a w rejonie pojezierzy ich napływ jest utrudniony z powodu zróżnicowania rzeźby.

Świadczy o tym zestawienie średniej rocznej częstości (%) występowania typów mas powietrza w latach 1961-1970 w Warszawie i Suwałkach:

	Pm	Pk	A	Z
Warszawa	63,0	24,8	9,7	2,5
Suwałki	60,0	27,0	11,3	1,7

Rozkłady przestrzenne poszczególnych elementów meteorologicznych wskazują jednak, że na tle omówionych wyżej ogólnych prawidłowości, pewne fragmenty terenu wyróżniają się spośród otaczających je obszarów nasileniem lub osłabieniem, a niekiedy nawet odstępstwem tendencji niektórych cech klimatu.

Główną przyczyną zróżnicowania warunków klimatycznych tego obszaru jest oddziaływanie lokalnych czynników geograficznych, spośród których najbardziej istotny wpływ wywierają: rzeźba terenu i rodzaj powierzchni czynnych oraz obecność dużych zbiorników wodnych.

Za syntezę dotychczasowych badań klimatu północno-wschodniej Polski można uznać IV część *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* z wyodrębnionym podtytułem *Klimat północno-wschodniej Polski*, (Stopa-Boryczka, Martyn, Boryczka, Wawer, Ryczywolska, Kopacz-Lembowicz, Kossowska-Cezak, Lenart, Danielak, Styś, 1986).

Najważniejsze wyniki w zakresie badań klimatu miast, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy przedstawiono w temacie *Antropogeniczne zmiany klimatu*.

Nowe kierunki badań

Obecnie w Zakładzie Klimatologii UW rozwiązywany jest problem *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Europy, ze szczególnym uwzględnieniem Polski*, a na wyodrębnienie zasługują takie tematy, jak:

1. Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu,
2. Cykliczne zmiany klimatu i ich przyczyny,
3. Tendencje wiekowe zmian klimatu,
4. Antropogeniczne zmiany klimatu,
5. Prognozy zmian klimatu Polski w XXI wieku.

Przedstawione problemy badawcze rozwiązywane są w ramach prac indywidualnych i zespołowych. Do najważniejszych opracowań zespołowych należy 14 tomów *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* opublikowanych w latach 1974-2000. Za syntezę dotychczasowych badań indywidualnych klimatu Polski można uznać 2 zeszyty *Prac i Studiów Geograficznych*, z wyodrębnionymi tytułami *Nowe metody badań klimatu Polski* (1997) i *Z badań klimatu Polski* (1998). Pierwszy opracowany został z okazji 45-lecia Zakładu, drugi zaś – z okazji 100. rocznicy urodzin prof. Romualda Gumińskiego.

2. 2. Empiryczne równania klimatu Polski

Znaczącym postępowaniem w badaniach klimatu Polski w odniesieniu do dekady lat pięćdziesiątych jest ujęcie empirycznymi wzorami zmienności klimatu na przykładzie Polski. W tym celu dokonano próby oddzielenia wpływu szerokości geograficznej, odległości od Oceanu Atlantyckiego i wysokości nad poziomem morza na klimat Polski. Miarami oddziaływania tych najważniejszych czynników geograficznych są gradienty: południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne. Wyznaczono je w odniesieniu do całego obszaru Polski, północno-wschodniej jej części, pasa nizin i gór, a także pojedynczych miejscowości.

Istotne znaczenie poznawcze ma określenie deformacji pól elementów klimatologicznych przez rzeźbę terenu. Wyeliminowanie wpływu wysokości terenu na klimat Polski umożliwiło np. wyodrębnienie stref oddziaływania Atlantyku i Bałtyku. Jedną z cech klimatu morskiego są mniejsze gradienty pionowe termiczne i większe opadowe. O przejściowości klimatu Polski świadczy między innymi zmiana znaku gradientu południkowego temperatury (względem długości geograficznej) w ciągu roku, z ujemnego zimą na dodatni latem. Duże zróżnicowanie gradientów hipsometrycznych temperatury powietrza w Polsce wskazuje, iż nie można przyjmować przy redukcji do poziomu morza stałego spadku na 100 m. Zmiany przestrzenne gradientów południkowego i równoleżnikowego wskazują jednocześnie wpływ czynników regionalnych i lokalnych na klimat.

Pierwsze wyniki badań w zakresie związków korelacyjnych między temperaturą powietrza i innymi elementami meteorologicznymi oraz czynnikami geograficznymi znajdują się w rozprawie habilitacyjnej Marii Stopy-Boryczki pt. *Cechy termiczne klimatu Polski*, opublikowanej w 1973 r. Kontynuacją badań w zakresie wpływu czynników geograficznych na klimat jest publikacja pt. *Empiryczne równania klimatu Polski* (Boryczka, 1977) oraz kolejne tomy *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. Opublikowano ich na ten temat 7 w latach 1974-1994:

- Tom I – *Związki korelacyjne między elementami meteorologicznymi i czynnikami geograficznymi w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1974),
- Tom II – *Zależność elementów meteorologicznych od czynników geograficznych w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1976),
- Tom III – *Geograficzne gradienty parametrów wilgotności powietrza w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, 1980),
- Tom IV – *Klimat północno-wschodniej Polski* (Stopa-Boryczka, Martyn, Boryczka, Wawer, Ryczywolska, Kopacz-Lembowicz, Kossowska-Cezak, Lenart, Danielak, Styś, 1986),
- Tom V – *Z badań klimatu Polski* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Kicińska, Żmudzka, 1989),
- Tom VI – *Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury powietrza w Polsce* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Kicińska, Żmudzka, 1990),
- Tom VIII – *Cechy oceaniczne klimatu Europy* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Wągrowa, Śmiałkowski, 1994).

Ponadto, wykonano także 3 prace doktorskie w tym zakresie:

- *Pionowe gradienty temperatury powietrza w Sudetach* (Górka, 1979 – maszynopis pracy doktorskiej).
- *Wpływ czynników geograficznych na klimat Iraku* (Ahmed Bard Jaddoa, 1987 maszynopis pracy doktorskiej).

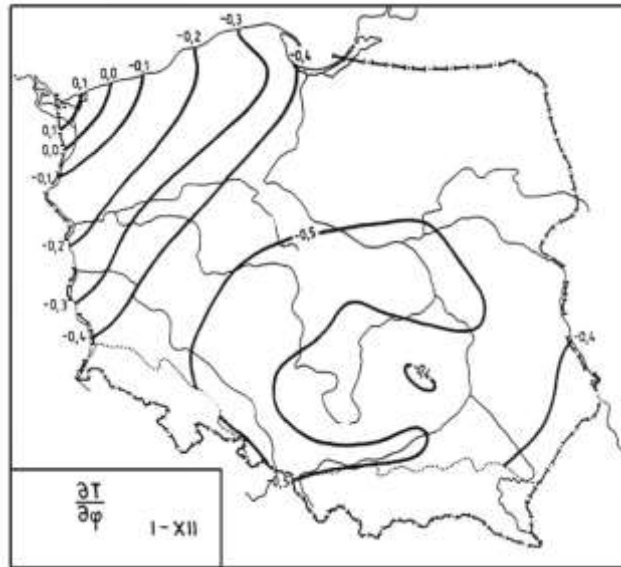
- *Wpływ czynników geograficznych na klimat Wietnamu* (Van Than Nguyen, 1990 – maszynopis pracy doktorskiej).

Metody badań modelowych zmienności przestrzennej klimatu zaproponowane przez Zakład Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego sprawdzone są na przykładach większych obszarów – Europa (Tom VIII *Atlasu*) oraz mniejszych – Irak (Ahmed, 1987) i Wietnam (Van Than, 1990), położonych w innych szerokościach geograficznych – zwrotnikowych i okołorównikowych.

Aproksymowano pola temperatury powietrza i innych zmiennych meteorologicznych równaniami prostych, płaszczyzn i hiperpłaszczyzn regresji. Wyjątkowo na obszarze Polski zastosowano wielomiany regresji drugiego, trzeciego, czwartego i piątego stopnia względem trzech współrzędnych położenia: szerokości i długości geograficznej i wysokości nad poziomem morza.

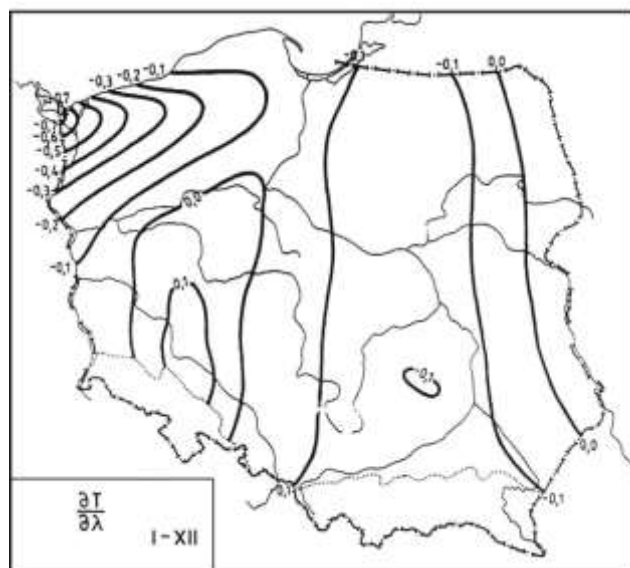
Wprowadzenie do wielomianów regresji wysokości bezwzględnej H (oprócz szerokości i długości geograficznej) znacznie zwiększa dokładność modeli, ponieważ temperatura powietrza jest z nią silnie skorelowana. Jest to ważki wkład Zakładu w udoskonalenie metod statystycznych opisujących pola zmiennych meteorologicznych.

Wielomiany wyższych stopni względem trzech współrzędnych położenia (szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza) okazały się doskonałym narzędziem badań klimatu. W odróżnieniu od hiperpłaszczyzn regresji opisują one nie tylko główne cechy pola, lecz także zmienność regionalną i lokalną (rys. 1-4).



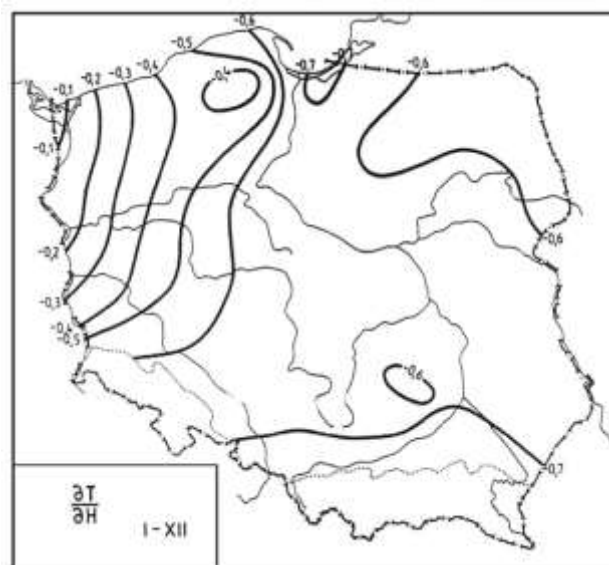
Rys. 1. Izogrady równoleżnikowe $\frac{\partial T}{\partial \varphi} = \text{constt}$, temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Fig. 1. Longitudinal isogradients of air temperature in Poland – year (I-XII)



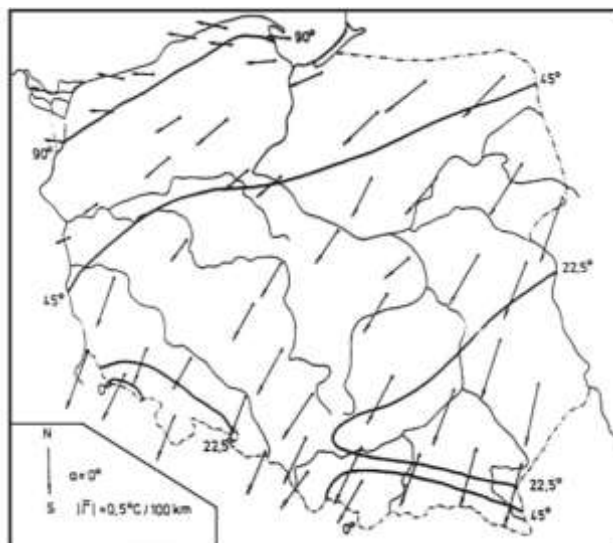
Rys. 2. Izogradyenty południkowe $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Fig. 2. Latitudinal isogradients $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)



Rys. 3. Izogradyenty hipsometryczne $\frac{\partial T}{\partial H}$ temperatury powietrza w Polsce – rok (I-XII)

Fig. 3. Hipsometric isogradients $\frac{\partial T}{\partial H}$ of air temperature in Poland – year (I-XII)



Rys. 4. Strefy oddziaływania mas powietrza polarnego morskiego i kontynentalnego na pole temperatury powietrza w Polsce (X-III)

Fig. 4. Zones of maritime polar air masses effects on the air temperature field in Poland (X-III)

W praktyce najistotniejsze znaczenie mają równania hiperpłaszczyzn regresji, które można wykorzystać do prognozy poszczególnych elementów meteorologicznych (tab. 2, 3).

Odczytując z mapy φ, λ, H można określić z dużą dokładnością np. temperaturę powietrza, wilgotność, ciśnienie atmosferyczne, zachmurzenie, prędkość wiatru itp.

Z zależności między samymi elementami meteorologicznymi można oszacować wartości nie mierzonych elementów na podstawie innych, np. wilgotności bezwzględnej, temperatury ekwiwalentnej, potencjalnej itp.

Szczególnie ważne są powiązania korelacyjne innych elementów meteorologicznych z temperaturą, ponieważ jest to najważniejsza wielkość fizyczna, warunkująca przebieg innych elementów meteorologicznych.

Wyniki tych badań (mimo że mają charakter badań podstawowych) mogą być wykorzystane w takich dziedzinach życia gospodarczego, jak rolnictwo, budownictwo, transport, komunikacja itp.

Tabela 2. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ , λ , H i współczynniki korelacji cząstkowej (październik-marzec, 1951-1960)

Table 2. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to and the partial correlation coefficients (October-March, 1951-1960)

	φ	λ	H	r_{φ}	r_{λ}	r_H
$T =$	0,2018	-0,2255	-0,0040	0,347	-0,382	-0,782
$T_{\max} =$	0,6077	-0,2460	-0,0050	0,037	-0,327	-0,757
$T_{\min} =$	0,1949	-0,3789	-0,0035	0,292	-0,277	-0,347
$A =$	0,4864	-0,0241	-0,0011	-0,636	0,108	0,074
$U =$	0,0332	-0,0378	-0,0007	0,353	-0,378	-0,786
$H =$	0,1511	-0,0932	-0,0011	0,014	-0,204	-0,255
$p =$	1,8288	-0,7904	-0,0863	0,587	-0,128	-0,944
$\Theta =$	0,0076	-0,0029	+0,0041	-0,334	0,028	0,636
$\rho =$	0,0039	-0,0003	-0,0001	0,603	-0,102	-0,875
$S =$	0,0000	-0,0000	+0,0000	-0,304	0,027	0,632
$e =$	0,0863	-0,0523	-0,0016	0,354	-0,248	-0,906
$\rho' =$	0,6502	-0,0370	-0,0012	0,350	-0,230	-0,907
$q =$	0,0686	-0,0286	-0,0008	-0,055	-0,463	-0,888
$f =$	0,0064	-0,0024	+0,0001	0,133	-0,097	-0,083
$\Delta =$	0,1183	-0,0310	-0,0003	-0,531	-0,198	-0,042
$\Theta_e =$	0,2920	-0,3991	-0,0058	0,072	-0,601	-0,801
$v =$	0,5054	+0,0214	+0,0041	0,046	-0,041	0,579
$M =$	0,6261	+0,0259	+0,0045	0,101	-0,048	0,496
$M' =$	0,1778	+0,0667	+0,0086	0,247	-0,006	0,257
$N =$	0,0285	-0,0401	+0,0008	0,468	0,207	-0,204
$O =$	11,1315	-1,9965	+0,2673	-0,314	-0,054	0,862
$L_o =$	0,3544	-0,2439	+0,0018	-0,257	-0,165	0,298
$L_o =$	3,9158	+1,2497	+0,0072	0,551	0,247	-0,112
$L_o =$	2,8082	-0,0629	+0,0236	0,039	-0,095	0,629
$L_m =$	4,6233	-0,5582	+0,0644	-0,182	-0,092	0,793
$L_v =$	7,1435	-1,0108	+0,0726	-0,036	-0,167	0,725
$L_c =$	14,7956	-3,0137	-0,0226	-0,418	-0,064	0,116

Tabela 3. Równania hiperpłaszczyzn regresji zmiennych meteorologicznych względem φ, λ, H i współczynniki korelacji cząstkowej (kwiecień-wrzesień, 1951-1960)

Table 3. Equations of hyperplanes of regression of the meteorological variables with respect to and the partial correlation coefficients (April-September, 1951-1960)

	φ, λ, H	r_{φ}	r_{λ}	r_H
$T =$	$0,5062 \varphi + 0,1333 \lambda - 0,0062H + 311,414$	0,101	0,200	-0,742
$T_{\max} =$	$0,7909 \varphi + 0,1201 \lambda - 0,0080H + 332,213$	0,039	0,200	-0,828
$T_{\min} =$	$0,5603 \varphi - 0,0866 \lambda - 0,0054H + 313,607$	0,045	-0,042	-0,525
$A =$	$0,4730 \varphi + 0,1102 \lambda - 0,0033H + 33,463$	-0,181	0,313	-0,517
$U =$	$0,0858 \varphi + 0,0230 \lambda - 0,0011H + 53,122$	0,103	0,200	-0,742
$H =$	$0,1218 \varphi + 0,0321 \lambda - 0,0015H + 75,041$	0,101	0,199	-0,742
$p =$	$1,8758 \varphi - 0,9043 \lambda - 0,0825H + 929,105$	0,591	-0,140	0,939
$\Theta =$	$0,5946 \varphi + 0,2129 \lambda + 0,0013H + 313,675$	-0,614	0,371	0,450
$\rho =$	$0,0040 \varphi - 0,0017 \lambda - 0,0001H + 1,038$	0,637	0,211	-0,877
$S =$	$0,0021 \varphi + 0,0006 \lambda + 0,0000H + 1,158$	-0,713	0,382	0,492
$e =$	$0,2795 \varphi + 0,0371 \lambda - 0,0033H + 26,727$	0,124	0,148	-0,871
$\rho' =$	$0,1950 \varphi + 0,0243 \lambda - 0,0024H + 19,405$	0,136	0,138	-0,875
$q =$	$0,1949 \varphi + 0,0304 \lambda - 0,0016H + 17,579$	-0,093	0,255	-0,731
$f =$	$0,0064 \varphi - 0,0024 \lambda + 0,0001H + 0,454$	-0,065	0,241	0,641
$\Delta =$	$0,2220 \varphi + 0,0719 \lambda - 0,0024H + 15,348$	0,031	0,270	-0,691
$\Theta_c =$	$0,9961 \varphi + 0,1493 \lambda - 0,0104H + 356,216$	0,054	0,194	-0,847
$v =$	$0,3758 \varphi - 0,0050 \lambda + 0,0027H - 17,002$	0,114	-0,098	0,519
$M =$	$0,4497 \varphi - 0,0109 \lambda + 0,0028H - 20,169$	0,178	-0,116	0,427
$M' =$	$2,4261 \varphi + 0,1593 \lambda + 0,0104H - 104,044$	0,278	-0,044	0,196
$N =$	$0,0285 \varphi - 0,0401 \lambda + 0,0008H + 5,174$	-0,201	-0,288	0,653
$O =$	$10,2813 \varphi - 2,2940 \lambda + 0,3429H - 209,694$	-0,535	0,023	0,854
$L_o =$	$0,5591 \varphi + 0,3842 \lambda - 0,0080H + 44,210$	0,069	0,246	-0,484
$L_o =$	$0,7629 \varphi - 0,5142 \lambda + 0,0228H + 18,673$	-0,292	-0,143	0,783
$L_o =$	$0,6451 \varphi - 0,7996 \lambda + 0,0255H + 54,078$	-0,331	-0,207	0,846
$L_m =$	$6,0925 \varphi - 1,1780 \lambda + 0,0804H - 292,763$	-0,150	-0,155	0,821
$L_v =$	$6,1307 \varphi - 0,8850 \lambda + 0,0608H - 299,463$	-0,023	-0,170	0,700
$L_c =$	$12,4960 \varphi - 1,5262 \lambda - 0,0239H + 762,156$	-0,327	0,060	0,060

Cykliczne zmiany klimatu

Niektóre problemy z zakresu zmian klimatu są rozwiązywane także w ramach rozpraw habilitacyjnych, doktorskich oraz prac magisterskich. Pionierski charakter ma rozprawa habilitacyjna Zofii Kaczorowskiej pt. *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim* (1962), dotycząca zależności opadów od liczby plam słonecznych oraz tendencji opadów w Polsce.

Znaczącym postępowaniem w badaniach cykliczności zmian klimatu jest rozprawa habilitacyjna Jerzego Boryczki pt. *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu* (1984). Autor wprowadza do literatury modele symulujące cykliczność klimatu z uwzględnieniem składników antropogenicznych. Ukoronowaniem dotychczasowych badań w zakresie cykliczności, tendencji i prognoz współczesnych zmian klimatu są kolejne prace tego autora: *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVIII-XXI wieku* (1993) i *Zmiany klimatu Ziemi* (1998). Istotne znaczenie poznawcze ma określenie astronomicznych przyczyn współczesnych wahań klimatu przez porównanie widm oscylacji (okresów) z widmami aktywności Słońca i stałej słonecznej oraz aktywności wulkanicznej. Nowością jest wykazanie podobieństwa widm zmiennych

klimatycznych, geologicznych i astronomicznych. Analogiczna okresowość parametrów Układu Słonecznego świadczy o deterministycznych wahaniami klimatu w ostatnich stuleciach.

Odrębność badań Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w porównaniu z innymi placówkami naukowymi w kraju i zagranicą dotyczy również synchroniczności wahań klimatu w Europie i Polsce. Informują o tym przestrzenne rozkłady (izarytmy) parametrów cykli: okresów, amplitud i faz. Na przykład, 8-letni cykl temperatury powietrza jest synchroniczny na obszarze Polski i Europy (Żmudzka, 1998). Podobnie jest w przypadku 11-letniego cyklu sezonowych sum opadów atmosferycznych w Polsce, które są synchroniczne (Michalska, 1998).

Dotychczasowe badania długich ciągów pomiarów wykazały, że w Warszawie, podobnie jak w innych miastach Polski, czy też Europy, występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i planetarny 178,9 lat. Ich obecność prawie we wszystkich ciągach chronologicznych (wartości miesięcznych i sezonowych) i synchroniczność wahań (zbliżone daty ekstremów), głównie 8, 10-13, 180-letniego, wskazują, że cykliczność jest cechą pola temperatury powietrza w Polsce i Europie

Tendencje wiekowe zmian klimatu

Tendencje wiekowe temperatury powietrza (w °C/100lat), określono według trendów liniowych, są dodatnie prawie we wszystkich miesiącach. Świadczy to o postępującym ociepleniu klimatu w Europie (i Polsce). Szczególnie zimy w Europie są coraz cieplejsze: w Warszawie – o 1,15°C/100lat, Krakowie – o 1,72°C/100lat, Pradze – o 0,44°C/100lat, Genewie – o 0,74°C/100lat.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w porze letniej są w niektórych miastach dodatnie lub ujemne. Lipce są cieplejsze np. w Warszawie o 0,19°C/100lat, Krakowie o 0,34°C/100lat i Poczdamie o 0,64°C/100lat, natomiast są one chłodniejsze: we Wrocławiu o 0,73°C/100lat, Pradze o 0,16°C/100lat, Zurychu o 1,08°C/100lat, Genewie o 0,08°C/100lat. Tendencja temperatury powietrza w Anglii Środkowej w lecie $A = 0,01^\circ\text{C}/100$ lat jest prawie zerowa (nieistotna statystycznie na poziomie istotności 0,05) (tab. 4).

Globalne ocieplenie klimatu w ostatnich dwóch stuleciach jest prawdopodobnie wywołane głównie wzrostem aktywności Słońca (stałej słonecznej) i spadkiem aktywności wulkanicznej na Ziemi – mniejszą absorpcją promieniowania słonecznego przez aerozole siarczanowe zawarte w atmosferze (stratosferze). Aktywność Słońca jest skorelowana z wypadkową sił grawitacyjnego oddziaływania planet na Słońce. Wzrost aktywności Słońca w latach 1779-1993 o 15,3/100lat może być spowodowany coraz większą koncentracją masy (planet) w płaszczyźnie ekliptyki (maleje dyspersja masy – ujemne współczynniki regresji).

Tendencje malejące lub zerowe temperatury powietrza w miesiącach letnich nie wspierają hipotezy o antropogenicznych przyczynach globalnego ocieplenia klimatu. Nie można postępującego ocieplenia klimatu przypisać tylko nasilającemu się efektowi cieplarnianemu, wynikającemu ze wzrostu zawartości CO₂ w atmosferze, który pochodzi ze spalania węgla i innych paliw. Hipotezie tej przeczą: cykl roczny i przestrzenne zróżnicowanie tendencji wiekowej temperatury powietrza na obszarze Europy.

Tabela 4. Tendencje wiekowe temperatury powietrza (w °C)**Table 4.** The tendency of secular of air temperature (in °C)

	Warszawa 1779-1990	Kraków 1826-1990	Wrocław 1850-1980	Praga 1771-1980	Genewa 1768-1980	Zurych 1864-1980	Poczdám 1893-1992	Anglia 1659-1973
I	1,15	1,72	-0,61	0,44	0,74	0,84	0,38	0,38
II	0,50	1,14	-0,07	0,05	0,29	0,28	-0,36	0,27
III	1,01	1,45	0,61	0,50	0,37	0,87	0,35	0,30
IV	0,79	0,85	0,35	-0,01	-0,20	-0,77	0,40	0,22
V	0,43	0,69	0,13	-0,44	-0,53	-0,57	0,66	0,11
VI	0,26	0,07	-0,51	-0,09	-0,23	-1,00	0,63	0,00
VII	0,19	0,34	-0,73	-0,16	-0,08	-1,08	0,64	0,03
VIII	-0,04	0,46	-0,74	-0,40	-0,24	-0,47	1,40	-0,02
IX	0,18	0,43	-0,55	-0,41	0,06	-0,11	1,03	0,12
X	0,58	0,32	-0,72	-0,25	0,00	0,70	1,00	0,24
XI	1,11	1,64	1,44	0,40	0,32	0,60	1,25	0,20
XII	1,36	1,96	1,00	0,29	0,47	1,05	0,62	0,32
XII-II	1,03	1,38	0,12	0,25	0,51	0,64	0,10	0,32
III-V	0,79	0,99	0,37	0,00	-0,12	-0,15	0,50	0,21
VI-VIII	0,18	0,32	-0,70	-0,25	-0,19	-0,90	0,92	0,01
IX-XI	0,66	0,81	0,05	-0,11	0,14	0,38	1,11	0,19
I-XII	0,66	0,93	-0,04	-0,03	0,08	0,03	0,66	0,18

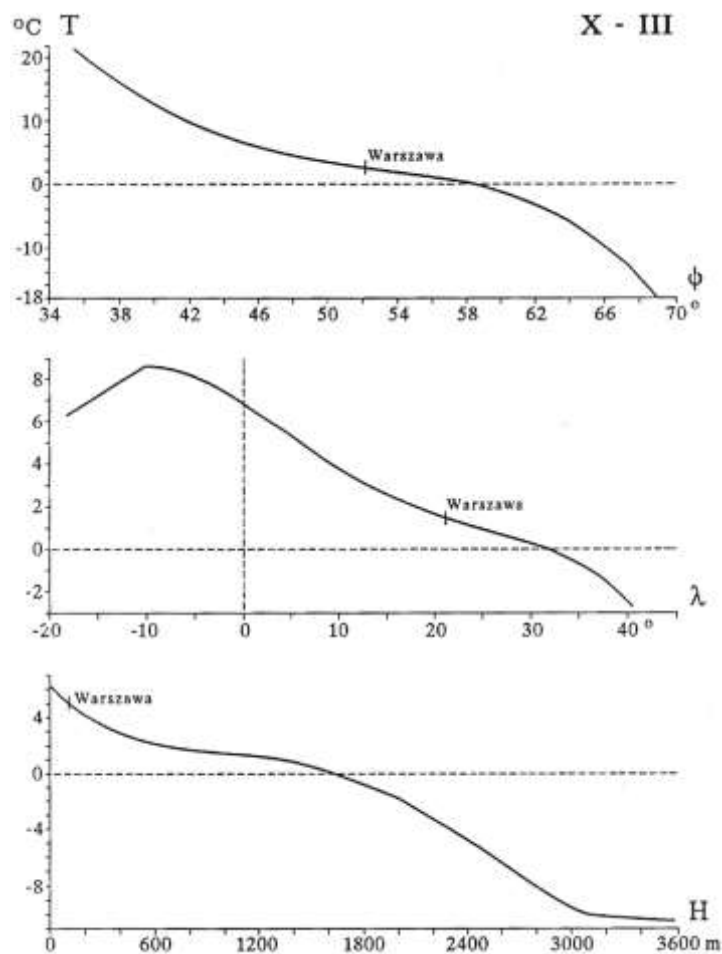
Dość duże wartości współczynnika regresji w miesiącach zimowych mogą wynikać z uwarunkowań lokalnych, tj. „miejskich wysp ciepła”. Są one prawdopodobnie spowodowane coraz większą akumulacją ciepła przez zabudowę (powierzchnie sztuczne o małym albedo), głównie w zimie. Należy też zauważyć, że trendy liniowe aproksymują części rosnące planetarnego 178,9-letniego cyklu temperatury powietrza (od daty minimum absolutnego aktywności Słońca, najslabszego cyklu 13-letniego plam słonecznych w latach 1811-1823, do roku maksimum absolutnego w 1957 r.).

Za syntezę dotychczasowych badań w zakresie cykliczności i tendencji zmian klimatu Polski na tle Europy można uznać tom XIII *Atlasu...* Nawiązuje on głównie do trzech poprzednich tomów, dotyczących cykliczności i tendencji aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie (t. X, 1997) i temperatury powietrza w Europie w sezonach, półroczach i roku (t. XI, 1998) oraz poszczególnych miesiącach (cz. XII, 1999). W ostatnich dwóch tomach znacznie rozszerzono zakres badań zmian klimatu na podstawie długich ciągów chronologicznych temperatury powietrza w ośmiu miastach europejskich (Warszawa 1779-1990, Kraków 1826-1990, Wrocław 1850-1980, Praga 1771-1980, Zurych 1864-1980, Genewa 1768-1980, Poczdám 1893-1992, Anglia Środ-kowa 1659-1973 – seria Manley’a).

Antropogeniczne zmiany klimatu

Dotychczasowe wyniki badań w zakresie wpływu czynników antropogenicznych na klimat przyczyniły się głównie do poznania cech termicznych klimatu miast Europy, a zwłaszcza Polski. Najważniejszym obiektem badań była i jest nadal Warszawa.

Najpierw dokonano oceny wpływu położenia geograficznego na cechy termiczne miast w Europie – ze szczególnym uwzględnieniem Polski (rys. 5).



Rys. 5. Profile gradientów temperatury powietrza w Europie: południkowy $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, równoleżnikowy $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, hipsometryczny $\frac{\partial T}{\partial H}$ (X-III)

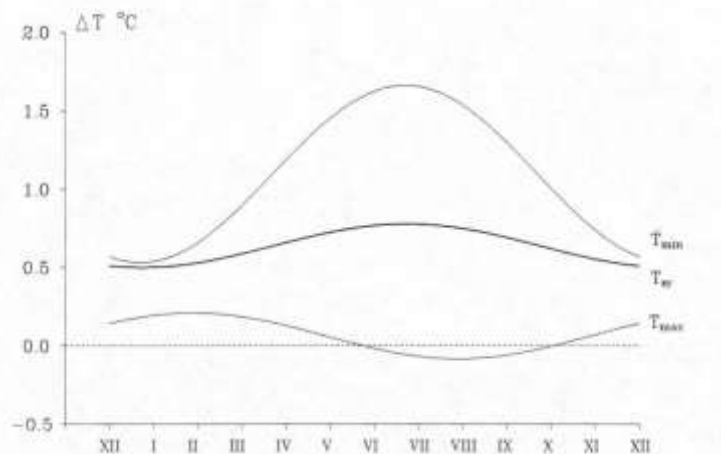
Fig.5. Profiles of gradients of air temperature in Europe: longitudinal $\frac{\partial T}{\partial \lambda}$, latitudinal $\frac{\partial T}{\partial \phi}$, hisometric $\frac{\partial T}{\partial H}$ (X-III)

Z modeli statystycznych różnoskalowych – wielkoskalowych (Europa) i średnioskalowych (Polska) wynika, że w kształtowaniu klimatu miast (także największych) dominują czynniki naturalne: szerokość geograficzna – warunkująca strefowość klimatu, odległość od Oceanu Atlantyckiego (ocieplający wpływ w zimie mas powietrza polarnego morskigo) i wysokość n.p.m. Strefowość klimatu jest głównie deformowana przez Ocean Atlantycki i góry. W miastach „nizinnych” Europy Zachodniej dominuje oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego na pole temperatury powietrza, a w Europie Wschodniej – wpływ ładu Azji. Pole temperatury powietrza w miastach położonych na południe i na północ od nizin europejskich jest głównie zdeformowane przez wysokość n.p.m. Najbardziej go deformują kotliny śródgórskie w Alpach, Karpatach, Sudetach (Stopa-Boryczka, Boryczka i in., 1984).

Z modeli symulujących zmienność przestrzenną temperatury powietrza w Europie wynika też znaczący wpływ czynników antropogenicznych na kształtowanie klimatu miast. Różnice temperatury powietrza między zmierzonymi i obliczonymi z wielomianów regresji 4 stopnia względem czynników geograficznych $T = f(\varphi, \lambda, H)$ świadczą o dość dużej roli powierzchni sztucznych – głównie w dużych miastach. W przypadku Warszawy ta różnica jest rzędu 1°C , mimo że wyróżnia się jako cieplejsza Nizina Mazowiecka.

Szczegółowe badania wpływu czynników antropogenicznych na klimat lokalny przeprowadzono na przykładzie Warszawy. Ilościowym wskaźnikiem nadwyżki energii cieplnej w Warszawie jest wyższa temperatura powietrza w odniesieniu do terenów otaczających miasto. Jest to tzw. miejska wyspa ciepła. Zjawisko to nie jest stabilne, lecz cechuje się dużą zmiennością zarówno w cyklu dobowym, jak też rocznym – zależnie od stanu atmosfery. Miejska wyspa ciepła w Warszawie cechuje się nawet trendem czasowym – wiekowym.

Największe zasoby ciepła w mieście występują w porze letniej. Różnice temperatury minimalnej w lipcu wynoszą ponad $1,7^{\circ}\text{C}$, a w styczniu zaledwie $0,5^{\circ}\text{C}$. Średnia dobowa temperatura powietrza w mieście jest w lecie o $0,7^{\circ}\text{C}$ wyższa niż poza miastem (rys. 6).

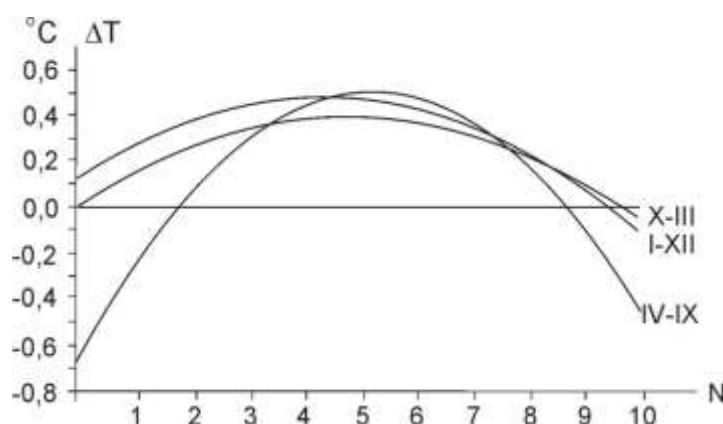


Rys. 6. Sinusoidy rocznych zmian różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem w latach 1961-1965 średniej dobowej (ΔT), maksymalnej (ΔT_{max}), minimalnej (ΔT_{min})

Fig. 6. Annual sine curve mean air temperature differences changes between the city and its surrounding in years 1961-1965: daily mean (ΔT), maximum (ΔT_{max}), minimum (ΔT_{min})

Miejska wyspa ciepła w Warszawie zależy od stanu atmosfery – od temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru. Najmniejsze różnice temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami (średniej dobowej i minimalnej) występują przy temperaturze bliskiej zeru. W półroczu ciepłym miejska wyspa ciepła jest najintensywniejsza (największe różnice), gdy temperatura powietrza poza miastem wynosi 13-16°C. Przy niższych i wyższych wartościach temperatury powietrza różnice maleją. W półroczu chłodnym najłabsza jest ona przy temperaturze od -2 do 1°C, a najsilniejsza, gdy temperatura spada poniżej -10°C.

W mieście w chłodnej porze roku jest znacznie cieplej niż w otoczeniu przy małym zachmurzeniu nieba. W lecie ta różnica jest mniej więcej stała (0,4-0,5°C) i prawie nie zależy od zachmurzenia. Tempo ogrzewania się miasta w dzień i ochładzania nocą jest takie samo. Natomiast w każdej porze roku różnica temperatury między miastem i otoczeniem maleje ze wzrostem prędkości wiatru – do zera przy prędkościach wiatru 7-8 m/s. Po prostu przy dużych prędkościach wiatru intensywna pozioma wymiana ciepła powoduje zanik różnic temperatury powietrza (rys. 7, 8).



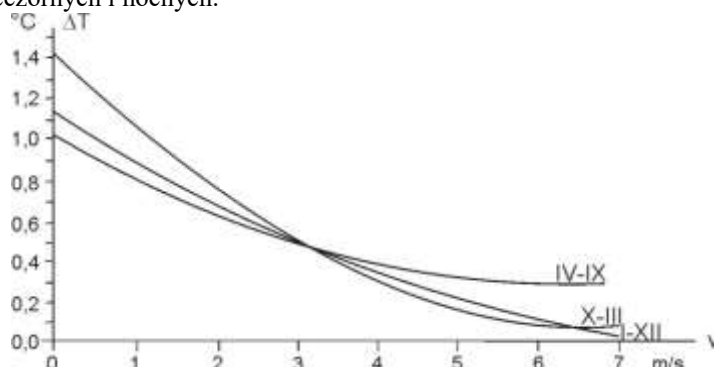
Rys. 7. Zależność paraboliczna różnic temperatury powietrza (ΔT) między miastem i peryferiami względem zachmurzenia (N) (Warszawa – X-III, IV-IX, I-XII)

Fig. 7. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on cloudiness (N), (Warsaw – X-III, IV-IX, I-XII)

Według parabol regresji prędkość wiatru w mieście jest w ciągu całego roku mniejsza o około 2 m/s niż poza miastem. Interesujące jest, że w Warszawie przy małych prędkościach wiatru poza miastem (poniżej 1 m/s) średnia prędkość poziomego ruchu powietrza w terenie zabudowanym jest większa niż w terenie otwartym. Obserwuje się w mieście mniej ciszy (dodatkowy efekt wewnętrznej cyrkulacji miejskiej). Przy dużych prędkościach wiatru, około 10 m/s, ich osłabienie w mieście wynosi ponad 3 m/s.

Warto podkreślić, że miejska wyspa ciepła w Warszawie o największej różnicy temperatury powietrza między centrum miasta i peryferiami wystąpiła w dniach o cyrkulacji antycyklonalnej (wyżowej), przy największej insolacji. Największą różnicę temperatury powietrza (9,1°C) zanotowano w dniach: 30 VII i 17 VIII 1992 roku przy typie cyrkulacji antycyklonalnej południowo-wschodniej. Kontrast termiczny między mia-

stem i jego otoczeniem szczególnie nasila się przy frontach chłodnych, w godzinach późno-wieczornych i nocnych.



Rys. 8. Zależność paraboliczna różnicy temperatury powietrza między ($\bar{\Delta}$) miastem i peryferiami względem prędkości wiatru (v) otoczenia (X-III, IV-IX, I-XII)

Fig. 8. Parabolic dependence of differences mean daily air temperature (ΔT) between the city and its vicinity on the wind velocity (v), (Warsaw – X-III, IV-IX, I-XII)

Najważniejszym czynnikiem zapewniającym wymianę powietrza w Warszawie jest wiatr. Wydaje się, że spełnia on swoją funkcję wentylacyjną w sposób wystarczający w chłodnej porze roku. W lecie wymiana powietrza w centralnych rejonach miasta jest natomiast zbyt słaba. Zapewnia ją głównie napływ powietrza z sektora zachodniego. Wskazuje to na konieczność intensyfikacji lokalnej wymiany powietrza oraz na potrzebę ułatwienia dostępu powietrza z obszarów pozamiejskich do centrum. Można osiągnąć ten cel poprzez stworzenie niezabudowanych pasm, zagospodarowanych luźną zielenią oraz tras komunikacyjnych.

Pod względem opadów uprzywilejowane są przede wszystkim zachodnie peryferie Warszawy (590 mm/rok – Jelonki), co wynika z przeważających zachodnich kierunków wiatru. Na zawiętrznej stronie o zagęszczonej i coraz wyższej zabudowie może to być efektem wzmożonej turbulencji. Najmniejsze sumy (ok. 500 mm/rok) występują na Okęciu, Mokotowie i Bielanych (Kaczorowska, 1967). Ponadto w prawobrzeżnej Warszawie częściej występują dni z opadem poniżej 5 mm/doba, natomiast w lewobrzeżnej – z obfitym opadem (powyżej 10 mm/doba) – z wyjątkiem południowo-zachodniej części miasta.

Ważnymi przykładami prac indywidualnych i zespołowych dotyczących problemów z zakresu klimatu i bioklimatu miast w Polsce, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy są:

- *Opady Wielkiej Warszawy i jej okolic w okresie 1956-1960* (Kaczorowska, 1967),
- *Turbulencyjna transformacja pyłów i gazów w atmosferze ziemskiej i jej zależność od parametrów meteorologicznych* (Boryczka, 1967 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy* (Kossowska, 1969 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Cechy charakterystyczne klimatu lokalnego Wielkiej Warszawy (cz. I). Próba określenia wpływu warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń atmosfery na przykładzie Warszawy (cz. II). Opracowanie zbiorowe wykonane pod kierunkiem*

W. Okołowicza i Z. Kaczorowskiej na zamówienie Biura Studiów i Projektów Inżynierii Miejskiej w Warszawie, 1970,

- *Bioklimat uzdrowisk o profilu kardiologicznym* (Kopacz-Lembowicz, 1975 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Wpływ zieleni miejskiej na klimat w Warszawie* (opracowanie zbiorowe wykonane pod kierunkiem W. Okołowicza na zamówienie Instytutu Kształtowania Środowiska, 1976),
- *Związki korelacyjne parametrów meteorologicznych w różnych masach powietrza*. (Nguyen Thien Son, 1978 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy* (Wawer, 1994 – maszynopis pracy doktorskiej),
- Tom IX – *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce z podtytułem Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy* (Stopa-Boryczka, Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1995),
- *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce* (Kicińska, 1999 – maszynopis pracy doktorskiej),
- *Wpływ warunków aerosanitarnych i biometeorologicznych na zgony mieszkańców Warszawy* (Kuchcik, 2000 – maszynopis pracy doktorskiej).

Celem prac dotyczących klimatu miasta jest próba oddzielenia wpływów antropogenicznych od naturalnych zmian klimatu. Określono deformację pól zmiennych meteorologicznych pod wpływem zabudowy w skali całego miasta i osiedli na przykładzie Warszawy. Skorelowanie np. różnic temperatury powietrza między miastem i otoczeniem względem otoczenia pozwoliło na oszacowanie tempa nagrzewania się i wychładzania terenów zabudowanych oraz terminów pojawiania się i zaniku miejskiej wyspy ciepła. W ten sposób oszacowano nadwyżkę zachmurzenia i opadów oraz niedobór wilgotności powietrza i zniżkę prędkości wiatru względem otoczenia Warszawy.

Istotne znaczenie w poznaniu cech klimatu miasta mają wyznaczone wartości progowe temperatury powietrza, prędkości wiatru i zachmurzenia, przy których deformacja pola temperatury jest największa. Na przykładzie Warszawy dokonano także próby wyodrębnienia antropogenicznych zmian temperatury powietrza o stałej tendencji od jej naturalnych okresowych wahań. Przebiegi różnic temperatury powietrza (średniej dobowej, maksymalnej, minimalnej i amplitudy dobowej) między Warszawą i średnimi z całej Polski wskazują, jak duży jest zakres zmienności wywołany przez czynniki fizycznogeograficzne, od których zależy klimat miast. Czynniki antropogeniczne odgrywają rolę drugorzędą.

Poznane prawidłowości oddziaływania czynników geograficznych i antropogenicznych na klimat oraz próba ich oddzielenia ma istotne znaczenie w modelowaniu i prognozach przestrzennych i czasowych zmian klimatu.

Na podstawie empirycznych wzorów – równań prostych, parabol, sinusoid i hiperpłaszczyzn regresji – można ekstrapolować deformację pola temperatury powietrza przez miasto. Można oszacować różnice temperatury powietrza między miastem i otoczeniem wstawiając odpowiednie wartości zmiennych meteorologicznych. Istnieje wiele możliwości prognozowania, np. temperatury powietrza w dzielnicach miasta – przy projektowaniu nowej zabudowy. Można także oszacować temperaturę powietrza tam, gdzie nigdy nie prowadzono żadnych pomiarów meteorologicznych. Przykładem może być opracowanie prognozy w przypadku

projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białoleśce Dworskiej (praca wykonana w ramach tematu rządowego).

Prognozy zmian klimatu Warszawy w XXI wieku

W prognozach zmian klimatu Polski przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać tak jak w wiekach XVIII-XX. Do przyjęcia takiego założenia upoważnia obecność analogicznych cykli w ciągach czasowych aktywności Słońca (stałej słonecznej) i parametrów Układu Słonecznego. Najdłuższe okresy około 100- i 200-letni powtarzają się wielokrotnie w ciągach chronologicznych paleotemperatury ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980 – prognozowane minimum wiekowe średniej rocznej temperatury w roku 1980 (Boryczka, 1993). Średnia roczna temperatura $6,6^{\circ}\text{C}$ w roku 1980, według pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1995.

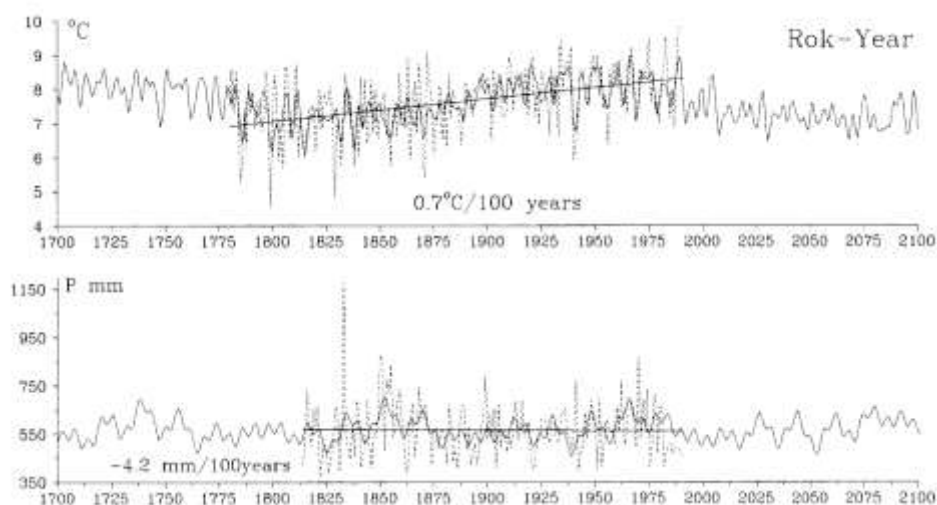
Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C , wystąpią prawdopodobnie około roku 2050. Według wypadkowej letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w latach 2001-2020.

Postępującego globalnego ocieplenia nie można przypisać jedynie czynnikom antropogenicznym – antropogenicznej części efektu cieplarnianego, wywołanego wzrostem zawartości CO_2 w atmosferze. Wzrosty i spadki temperatury powietrza są skorelowane ze wzrostami i spadkami zmierzonej masy CO_2 pochodzącej ze spalania paliw. Około 125 000 lat temu, podczas globalnego ocieplenia wystąpił wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze podobny jak obecnie. Świadczą o tym krzywe zmian stężenia CO_2 i paleotemperatury w ciągu ostatnich 160 000 lat odtworzone na podstawie izotopu tlenu w rdzeniach lodowych ze stacji Wostok (WMO, 1990). Zmiany stężenia CO_2 w atmosferze (w ppm) i paleotemperatury (w $^{\circ}\text{C}$) są synchroniczne. Maksimum sprzed 125 000 lat – to naturalne ocieplenie klimatu Ziemi, spowodowane wzrostem promieniowania słonecznego. Jest to maksimum promieniowania na krzywej M. Milankovicia (1938), otrzymanej z nakładania się okresów zmian parametrów orbity Ziemi.

Tak więc „równoległość” zmian stężenia CO_2 i paleotemperatury nie jest dowodem, że postępujące ocieplenie jest wywołane antropogenicznym efektem cieplarnianym. Wspiera to tezę, że zawartość dwutlenku węgla (zmierzona masa CO_2 , ppm) zależy od temperatury wód oceanów.

Na podstawie widma oscylacji sum rocznych opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1990 prognozowano również tendencję zmian opadów, sięgając po rok 2100 (Boryczka, 1993). Opady prognozowano ekstrapolując wartości trendu czasowego superpozycji cykli od 3,5 do 112,5 lat o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,67$.

Według prognozy z 1993 roku w ostatniej dekadzie XX wieku opady będą mniejsze od normy $\blacksquare = 568,9$ mm. W pierwszych dwóch dekadach XXI wieku będą oscylować wokół średniej \blacksquare . Maksimum wiekowe opadów 720 mm wystąpi mniej więcej w latach 2030, 2063, 2068. Najmniejsze sumy roczne, rzędu 400 mm, wystąpią prawdopodobnie w pobliżu lat: 2033, 2040 (rys. 9).



Rys. 9. Zmiany temperatury powietrza T i opadów atmosferycznych P w Warszawie w XVIII-XXI wieku – rok
Fig. 9. Changes of air temperature T and precipitation P in Warsaw in 18th-21th centuries – year

O istnieniu realnych (deterministycznych) okresów opadów atmosferycznych i o poprawności modeli statystycznych świadczy sprawdzalność prognoz zmian klimatu Polski w XX wieku. Dobra jest także zgodność z wynikami pomiarów (na Okęciu) prognozowanych rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980), przedstawionych w pracy J. Boryczki (1993). Krzywej sum rocznych o tendencji malejącej w latach 1981-1990 odpowiada spadek zmierzonych sum opadów: od 656 mm w roku 1981 do 456 mm w roku 1990, a następnie wzrost do 652 mm w 1994.

Dość dobra zgodność prognozowanych wartości temperatury i opadów atmosferycznych ze zmierzonymi – poza przedziałem aproksymacji – świadczy, iż istnieją związki przyczynowo-skutkowe okresów zmiennych klimatologicznych z astronomicznymi.

Postępem w badaniach wiekowych zmian klimatu jest także wyodrębnienie dwóch składników trendu czasowego: naturalnego i antropogenicznego. Obserwowane zmiany wiekowe, np. temperatury powietrza, można traktować jako wypadkową zmian naturalnych uwarunkowanych aktywnością Słońca i zmian antropogenicznych wynikających z wpływu takich czynników, jak rozbudowa miasta, wzrost zawartości CO₂ (efekt cieplarniany) i pyłów (absorpcja promieniowania słonecznego) w atmosferze i innych. Autorzy wyszli z założenia, że składnik naturalny jest wynikiem nakładania się tych sinusoidalnych cykli. Składnik antropogeniczny natomiast cechuje się stałą tendencją zmian. Trzeba jednak pamiętać, że wyodrębnione przyrosty antropogeniczne temperatury i opadów atmosferycznych (i ich prognoza na lata 2000-2100) nie zawsze wynikają z wpływu czynników antropogenicznych. Mogą to być również zmiany naturalne o bardzo długich, nieznanych okresach, nie stwierdzonych na podstawie istniejących ciągów chronologicznych.

Tego rodzaju trendy czasowe elementów klimatu umożliwiły autorom dokonanie rekonstrukcji (od roku 1700) i prognozy (po rok 2100) klimatu Warszawy przez zwykłą eksplorację funkcji aproksymujących.

Trzeba zauważyć, że krzywa wiekowych zmian temperatury powietrza w stuleciu XXI znajduje się poniżej średniej rocznej z dwóch ostatnich stuleci. Biorąc jednak pod uwagę przyrosty antropogeniczne temperatury, które złagodzą jej naturalne spadki, może nie wystąpić zbytne ochłodzenie klimatu w przyszłym stuleciu. Oczywiście prognozy te – sondaż przyszłości – otrzymano przy założeniu, że ekstrema wykrytych cykli, które wystąpiły w wiekach XVIII-XX, powtarzać się będą nadal.

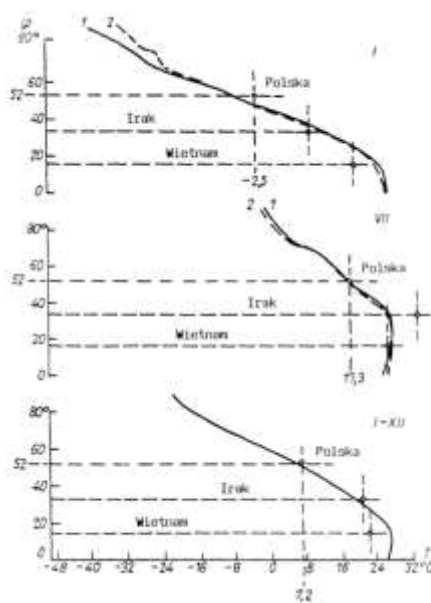
Najlepszym świadectwem działalności naukowej w zakresie cykliczności, tendencji i prognoz zmian klimatu Polski na tle Europy jest wykaz książek opublikowanych i nieopublikowanych w latach 1962-2000:

- *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim* (Kaczorowska, 1962),
- *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu* (Boryczka, 1984),
- *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVIII-XXI wieku* (Boryczka, 1984),
Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce:
- Tom VII. *Zmiany wiekowe klimatu Polski* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Kicińska, Żmudzka, 1992),
- Tom X. *Cykliczne zmiany aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1997),
- Tom XI. *Tendencje wiekowe klimatu miast w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1998),
- Tom XII. *Ocieplenia i ochłodzenia klimatu miast w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Wągrowa, Błażek, Skrzypczuk, 1999),
- Tom XIII. *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1999),
- Tom XIV. *Prognozy zmian klimatu Warszawy* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Lorenc, Kicińska, Błażek, Skrzypczuk, 2000),
- *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce* (Michalska, 1998, maszynopis pracy doktorskiej),
- *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce* (Żmudzka, 1998, maszynopis pracy doktorskiej).

Istotnym ogniwem w badaniach naukowych i kształceniu klimatologów w zakresie długookresowych zmian klimatu są również prace magisterskie. Stanowią one oryginalne opracowania cząstkowe na podstawie krótkich, jak też najdłuższych serii pomiarów. Przykładem takiej współpracy pracowników Zakładu ze studentami są liczne prace magisterskie dotyczące temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie (Dąbrowska, 1984; Dębska, 1986; Tomasik, 1990; Grzęda, 1990; Klechta, 1990; Michalska, 1992; Olszewska, 1999)

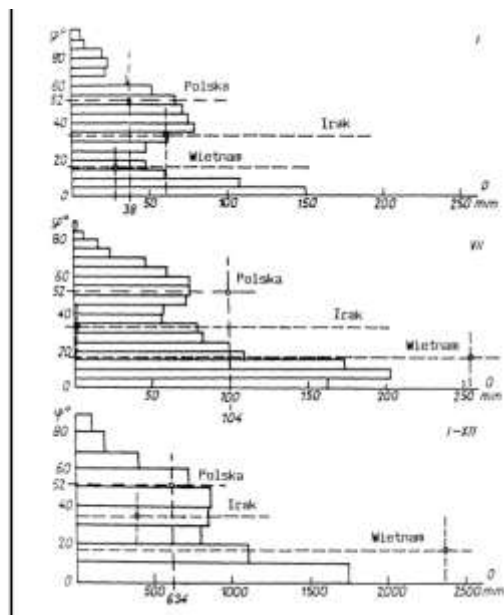
Dwie prace magisterskie wykonano na podstawie najdłuższych serii pomiarów temperatury powietrza poza granicami Polski (Skrzypczuk, 1993 – Anglia Środkowa, Kierzkowska, 1994 – Alpy). Część wyników została włączona do tabel i wykresów opublikowanych w XI i XII tomie *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* (Boryczka, Stopa-Boryczka, Błażek, Skrzypczuk, 1998, 1999).

Ogólnym tłem strefowości klimatu Polski są średnie wartości elementów klimatu z umiarkowanych i innych szerokości geograficznych półkuli północnej. Profile południkowe temperatury oraz opadów atmosferycznych prezentują rys. 10 i 11.



Rys. 10. Zależność temperatury powietrza (T) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok (wg Chromowa i Witwickiego)

Fig. 10. Dependence of air temperature (T) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov and Vitvicki)



Rys. 11. Zależność sum opadów atmosferycznych (O) od szerokości geograficznej na półkuli północnej: styczeń, lipiec, rok (wg Chromowa i Witwickiego)

Fig. 11. Dependence of precipitation (O) upon latitude within the northern hemisphere: January, July, year (according to Khromov and Vitvicki)

Na odrębność klimatu Polski wskazują różnice między średnimi uzyskanymi w całej Polsce i całej strefy umiarkowanej. Polska na tle równoleżnika 52° wyróżnia się przede wszystkim zimą – wyższą temperaturą i wilgotnością powietrza oraz mniejszymi sumami opadów atmosferycznych. Z kolei latem opady w Polsce są większe niż przeciętnie na równoleżniku 52° . Roczne sumy opadów atmosferycznych w Polsce są mniejsze o 100 mm od rocznej normy strefowej ($\varphi = 52^{\circ}$) wynoszącej 734 mm.

Studiom nad klimatem Polski poświęcono łącznie ponad 335 opracowań, w tym 3 rozprawy habilitacyjne i 11 prac doktorskich. Część wyników opublikowano w formie monografii i rozpraw (9), atlasów (14) i artykułów (172) w różnych czasopiśmie, sporo opublikowano w „Pracach i Studiach IGUW – Klimatologia” z. 1-11 (1964-1978) oraz w tomie 11, 20, 22 i 28 „Prac i Studiów Geograficznych” (1997, 1998, 2001). Niektóre z nich tłumaczono na język angielski, np. w 3 tomach „Miscellanea Geographica” (1984-2000), w tym 4 na zamówienie zagranicy.

Dla pełnego zobrazowania cząstkowych zadań rozwiązywanych w ramach badań klimatu Polski w tym tomie przedstawiono wykaz prac opublikowanych bądź przyjętych do druku oraz spis prac habilitacyjnych i doktorskich wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1952-2001. Dodatkową informację o badaniach klimatu Polski można znaleźć w spisie prac zleconych.

**DIRECTIONS OF RESEARCH OF THE DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY
OF THE WARSAW UNIVERSITY 1951-2000**

SUMMARY

The fundamental research conducted within the Department of Climatology of the Faculty of Geography and Regional Studies (previously Institute of Geography) at the Warsaw University concerns primarily the climate of Poland. This theme is contained in the research plans of the department since 1952. The theme would only undergo modifications as to its more precise formulation, referring frequently to the fresh currents in climatology.

The research in the domain of climate of Poland was initiated by Professor Romuald Gumiński, the first head of the Department of Climatology of the Institute of Geography at the Warsaw University (1951-1952).

The main research directions taken up at the Department of Climatology under the leadership of Professor Wincenty Okołowicz (the head of the Department in the years 1953-1973), with considerable assistance from Ass. Professor Zofia Kaczorowska (who worked at the Department between 1951 and 1972), include:

1. The structure and regionalisation of the climate of Poland,
2. The climate of the north-eastern Poland,
3. The climate and bio-climate of towns.

The primary object of research at the Department is nowadays constituted by the problem of natural and anthropogenic changes in the climate of Europe, with special consideration of Poland. Within this domain attention should be paid to such subjects as:

1. Empirical models of spatial and temporal variability of climate,
2. Periodical changes of climate and their causes,
3. Secular trends in climate changes,
4. Anthropogenic climate changes,
5. Forecasts of changes in the climate of Poland in the 21st century.

All of these research problems are being approached through both individual and team projects. The most important results of the teamwork include, first of all, the 14 volumes of the *Atlas of interdependencies of the meteorological and geographic parameters in Poland* (in Polish), published in the years 1974-2000. A *sui generis* synthesis of the individual work on the climate of Poland is constituted by the two issues of "Prace i Studia Geograficzne", published (in Polish) under the titles of *New methods of inquiry into the climate of Poland* (1997) and *From the study of the climate of Poland* (1998). The first of these issues was published on the occasion of the 45th anniversary of the establishment of the Department, while the second – to commemorate the 100th anniversary of birth of Professor Romuald Gumiński.

2.3. Postęp badań naturalnych zmian klimatu Europy w pierwszej dekadzie XXI wieku w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku

Znaczącym postępowaniem w badaniach zmian klimatu jest nadal identyfikacja przyczyn naturalnych ochłodzeń i ociepleń klimatu w XVIII-XX wieku. Dzięki zastosowaniu nowej metody J. Boryczki „sinusoid regresji” badania okresowości zjawisk przyrodniczych (także występujących w nierównych odstępach czasu, jak np. erupcje wulkaniczne) wykazano analogiczną cykliczność zmiennych: klimatologicznych, hydrologicznych, astronomicznych, geologicznych i sedymentologicznych, dendrologicznych oraz zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych (Devon Island).

Zbliżona cykliczność tych zmiennych umożliwiła opracowanie prognoz zmian klimatu Europy w XXI wieku. Ważnym elementem w tym tomie jest nowy typ prognoz klimatu w XXI wieku – wg zmian wskaźnika Oscylacji Północno-Atlantyckiej (*NAO*) – zależnych od aktywności Słońca) i szerokości słoń drzew w Europie. Ponadto interesujące są prognozy zmian klimatu Półkuli Północnej na najbliższe 100 000 lat na podstawie zmian promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery ($\phi=65^\circ\text{N}$) i okresowych wahań izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym. Jest nim też wykazanie dominu-

jącej roli erupcji wulkanicznych w kształtowaniu klimatu Ziemi w ostatnich dwóch stuleciach.

Do nowych problemów rozwiązywanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego można zaliczyć następujące tematy:

Wykrycie cykliczności zmiennych dendrologicznych – rocznych przyrostów (słojów) drzew rosnących w Europie – około 100-, 180- i kilkusetletnich. Umożliwiło to dokonanie rekonstrukcji i prognoz zmian klimatu oraz ich weryfikacji w ostatnim tysiącleciu (tom XX-XXI).

Ważniejsze wyniki badań w tym zakresie podano w rozdziale X: *Globalne zmiany klimatu według parametrów orbity Ziemi, izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych, substancji organicznych w osadach jeziornych i słojów drzew, 10.4. Rekonstrukcja (od 0 n.e) i prognoza (do roku 2 500) klimatu Europy według danych dendrologicznych*

Badanie cykliczności, tendencji i prognoz zmian klimatu Europy w ostatnich stuleciach (XVII-XXI wieku) rozszerzono do 40 miejscowości, reprezentujących całą Europę.

Badając zmiany temperatury powietrza uwzględniono podstawowe pory roku: zimą, lato (tom XVII), najchłodniejsze i najcieplejsze miesiące I i VII (tom XIX) oraz rok I-XII (tom XX-XXI)

W badaniach czasowych zmian klimatu Europy znaczący jest udział studentów specjalizacji klimatologicznej w ramach prac magisterskich (tom. XXV), na przykładach kilkunastu miast: nizinnych (Londyn, Warszawa, Moskwa), miast górskich (Genewa, Zurych, Saentis, Sonnblick). Ponadto zbadano wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę powietrza w Europie (Paryż, Marsylia, Wrocław, Kraków, Warszawa).

Określono też zmiany temperatury powietrza w profilach południkowym (Sztokholm, Warszawa, Ateny) i równoleżnikowym (Paryż, Warszawa, Moskwa)

W prognozach ogromne znaczenie ma wykazanie, zbliżonych okresów krótkich i długich temperatury powietrza i rocznych przyrostów drzew, zwłaszcza okresów 8-, 11- oraz 100- i 180-letnich. Należy zauważyć, że najpierw stwierdzono cykl 11-letni szerokości pierścieni (słojów) drzew, a później znaleziono jego przyczynę, tj. cykliczność 11-letnią plam słonecznych (aktywności Słońca).

Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu klimatu Europy

Wpływ Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego na klimat Europy

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niż Islandzki i Wyż Azorski. W zimie decydujący wpływ na kształtowanie pogody w Polsce ma Niż Islandzki, który cechuje się najniższym ciśnieniem 995 hPa i sięga przez morza Norweskie i Barentsa aż po Spitsbergen. Wtedy w centrum Wyżu Azorskiego ciśnienie wynosi ponad 1020 hPa, a przez środek Europy (przez południową Polskę) przebiega równoleżnikowo pas (wał) wysokiego ciśnienia, który przechodzi za południkiem 40°E w rozległy wyż kontynentalny z centrum nad Syberią. W lecie Niż Islandzki słabnie (do 1010 hPa), a uaktywnia się Wyż Azorski, w którym ciśnienie przekracza 1025 hPa. Wyż ten często wnika w głąb Europy, wzdłuż Alp, aż po Ukrainę, wzmagając napływ powietrza wilgotnego znad Atlantyku (tzw. monsun europejski).

Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane. Jeżeli ciśnienie w

Wyżu Azorskim maleje, to ciśnienie w Nizu Islandzkim – rośnie i przeciwnie. Jest to tzw. Oscylacja Północnoatlantycka (North Atlantic Oscillation, NAO).

Przy dużej południkowej różnicy ciśnienia, tj. dużym gradiencie ciśnienia skierowanym na północ, powietrze znad Atlantyku przemieszcza się wzdłuż równoleżników z zachodu na wschód – nad obszar Polski. Natomiast podczas spadku ciśnienia w Wyżu Azorskim (i jednocześnie wzroście ciśnienia w Nizu Islandzkim) poziomy gradient ciśnienia może być skierowany na wschód lub zachód. Wtedy powietrze przemieszcza się wzdłuż południków (cyrkulacja południkowa) na południe lub północ. Wówczas nad obszar Polski napływa powietrze z północy lub południa.

Kierunek i prędkość ruchu powietrza wynika z równoważenia się: siły gradientowej ciśnienia, siły Coriolisa i siły odśrodkowej (oraz siły tarcia o podłoże i lepkości turbulencyjnej – w pobliżu powierzchni Ziemi). Na większych wysokościach kierunek wiatru gradientowego jest deformowany przez pole temperatury powietrza – o poziomym gradiencie skierowanym ku biegunowi północnemu – przez wiatr tzw. termiczny (wiejący wzdłuż izoterm, a więc też wzdłuż równoleżników z zachodu na wschód).

Wskaźnikiem *NAO*, zdefiniowanym przez P.D. Jonesa i in. (1997) jest standaryzowana różnica ciśnienia na poziomie morza między Gibraltarem i południowo-zachodnią Islandią. Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością kilku, kilkustoletnią i około 100-letnią (tab. 5).

Tabela 5. Okresy Θ wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku *NAO* w latach 1825-1998 (*R* – współczynnik korelacji)

Table 5. The periods of North Atlantic Oscillation index (*NAO*) in years 1825-1998 (*R* – correlation coefficient)

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

W seriach pomiarowych wskaźnika *NAO* w zimie podobnie jak temperatury powietrza w Warszawie (1779-1998 i Krakowie (1826-1995) dominuje cykl około 8-letni. Jest to jednocześnie cykl aktywności Słońca (8,1 lat) i przyspieszenia Słońca (7,75 lat). Maksyma tych około 8-letnich cykli przypadają w przybliżeniu na te same lata.

Pole ciśnienia atmosferycznego w Polsce zmienia się w ciągu roku. Przebieg roczny ciśnienia atmosferycznego w Warszawie w latach 1971-2000 cechuje się dwoma maksimami (wiosną i jesienią) i dwoma minimami – w styczniu i lipcu, związanymi z zimową wędrówką nad Bałtykiem niżów atlantyckich i silnym ogrzaniem kontynentu europejskiego w odniesieniu do chłodnych wód Atlantyku.

Kierunki adwekcji mas powietrza przy różnych typach cyrkulacji

W badaniach wiekowych zmian klimatu Europy (i Polski) i ich uwarunkowań kluczowe znaczenie mają katalogi długich serii chronologicznych klasyfikacji typów cyrkulacji.

Najpierw stosowana była klasyfikacja Wangerheima (1938), wyodrębniająca w latach 1891-1976 trzy grupy układów barycznych w miesięcznych przedziałach czasu: *W* – o dominacji cyrkulacji strefowej zachodniej, związanej z przemieszczaniem się układów barycznych znad Oceanu Atlantyckiego nad Europę, *E* – o dominacji cyrkulacji południkowej w Europie wywołanej wyżem nad europejską częścią Rosji i niżami nad wschodnim Atlantykiem i zachodnią Syberią, *C* – z dominacją południkowej adwekcji ciepła z Afryki, występującej przy niskim ciśnieniu nad zachodnim Atlantykiem i europejską częścią Rosji, wspomaganej przez klin wysokiego ciśnienia nad wschodnim Atlantykiem.

Obecnie coraz częściej w Polsce jest stosowany katalog codziennych sytuacji synoptycznych z lat 1901-1995 według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein (1975). Klasyfikacja ta wyróżnia typy cyrkulacji atmosferycznej w odniesieniu do wzorcowych układów barycznych na poziomie morza nad Europą i północnym Atlantykiem, które warunkują określone kierunki adwekcji mas powietrza nad obszar Polski z wyodrębnieniem układów cyklonalnych i antycyklonalnych.

Wzorcowe pola ciśnienia dla 8 najczęściej występujących typów cyrkulacji w Polsce charakteryzują mapy izobar i kierunki adwekcji mas powietrza (według B. Osuchowskiej-Klein). Są to typy cyrkulacji: zachodniej (*W*), wschodniej (*E*), cyklonalnej (C_L) i antycyklonalnej (C_A) (tab. 6). Obejmują one: *A* – zachodnią cyrkulację cyklonalną, *CB* – północno-zachodnią cyrkulację cyklonalną, *D* – południowo-zachodnią cyrkulację cyklonalną, *B* – południową cyrkulację cyklonalną, C_2D – zachodnią cyrkulację antycyklonalną, E_0 – północno-wschodnią cyrkulację cyklonalną, *E* – północno-wschodnią cyrkulację antycyklonalną, E_1 – południowo-wschodnią i wschodnią cyrkulację antycyklonalną.

Tabela 6. Częstość wszystkich typów cyrkulacji: zachodniej (*W*), wschodniej (*E*) oraz cyklonalnej (C_L) i antycyklonalnej (C_A) w latach 1971-1995 i 1900-1990

Table 6. Western (*W*), eastern (*E*), cyclonal (C_L) and anticyclonal (C_A) circulation types in years 1971-1995 and 1900-1990

	1971-1995				1900-1990			
	<i>W</i>	<i>E</i>	C_L	C_A	<i>W</i>	<i>E</i>	C_L	C_A
I	60,3	39,7	50,3	49,7	62,1	37,9	53,9	46,1
IV	42,7	57,3	57,6	42,4	52,2	47,8	53,4	46,6
VII	52,2	47,8	46,1	53,9	58,2	41,8	47,2	52,8
X	56,6	43,4	45,3	54,7	57,9	42,1	45,1	54,9
Rok	52,7	47,3	50,2	49,8	57,3	42,7	49,6	50,4

Można stwierdzić ogólnie, że częstość typów cyklonalnych i antycyklonalnych w obu seriach jest zbliżona (50%). W obu przedziałach czasu przeważają typy cyrkulacji zachodniej nad wschodnią. Natomiast w latach 1971-1995 mniejszy jest udział (o 4,6%) typów cyrkulacji zachodniej niż wschodniej w kształtowaniu klimatu Polski. Ostatnie 25-lecie cechuje się większą częstością występowania typów cyklonalnych – w kwietniu o 4,2%, a mniejszą – w styczniu o 3,6%. Czas trwania poszczególnych typów cyrkulacji na ogół jest odmienny. Jest on najdłuższy w przypadkach cyrkulacji północno-wschodniej *E* (2,6 dni) oraz południowo-wschodniej i wschodniej E_1 (2,55 dni).

Nad obszar Polski napływają masy powietrza z różnych stref geograficznych – z różnych obszarów źródłowych. Znad północnego Atlantyku napływa powietrze polarnomorskie, które w zimie powoduje odwilże, opady śniegu lub deszczu. W lecie napływ tego powietrza do Polski powoduje ochłodzenie wraz z opadami. Częstość występowania w ciągu roku powietrza polarnego-morskiego wynosi 65%, w tym 16% świeżego i 49% starego (transformowanego) (Bołaszevska i Reutt, 1962). Powietrze polarno-kontynentalne napływa nad Polskę przeważnie ze wschodu w układach wyżowych

ciśnienia. W zimie występują wtedy mrozy bez opadów, a w lecie dni słoneczne. Częstość powietrza polarnego-kontynentalnego jest największa wiosną (w marcu 60% dni, średnio w roku 29%). Nad Polskę napływa również powietrze arktyczne z północy (głównie wiosną – w kwietniu 21%, maju 18%) i jesienią – w październiku 11%) lub zwrotnikowe z południa przy cyrkulacji południkowej. Powietrze zwrotnikowe napływa do Polski bardzo rzadko (2% dni) i przynosi gwałtowne ocieplenie w zimie i upały w lecie.

Poszczególne masy powietrza o odmiennych cechach fizycznych (różnej temperaturze, wilgotności itp.) przemieszczające się nad obszarem Europy (i Polski) są oddzielone powierzchniami frontalnymi. Dlatego też po przejściu frontu występują na ogół gwałtowne skoki wartości temperatury, wilgotności powietrza i innych elementów meteorologicznych. Fronty atmosferyczne przemieszczają się nad Polskę średnio przez około 225 dni w ciągu roku tj. 60% wszystkich dni, odznaczając się gwałtownymi zmianami pogody. Ponad 50% wszystkich frontów atmosferycznych przemieszcza się nad Polską z sektora zachodniego w kierunku wschodnim, a około 15% z północno-zachodu na południo-wschód (Paszyński, Niedźwiedź, 1991).

Transport ogromnych ilości ciepła znad równika lub „chłodu” znad bieguna północnego zależy od trzech stref cyrkulacji atmosfery: 1 – między równikiem 0° i równoleżnikiem 30°, 2 – między równoleżnikami 30° i 60° (w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych, obejmujących obszar Europy), 3 – między kołem polarnym 60° i biegunem.

W pasie równika silnie ogrzane powietrze unosi się do góry i na wysokości kilku kilometrów zaczyna przemieszczać się początkowo w stronę biegunów, a następnie wzdłuż równoleżnika $\varphi = 30^\circ$ – z zachodu na wschód (powodując w tym pasie akumulację powietrza). W pobliżu równika tworzy się pas niskiego ciśnienia (niż), a wzdłuż równoleżnika 30° – pas wysokiego ciśnienia (wyż). Część powietrza przemieszcza się dołem od równoleżnika 30° (na północ – poprzez obszar Polski do równoleżnika 60°. Ze wzrostem szerokości geograficznej powietrze to odchyła się coraz bardziej na wschód od południków, ze względu na większą prędkość liniową w pobliżu równoleżnika 30° niż dalej na północ (siłę Coriolisa). Wiatry dolne w strefie umiarkowanej 30-60° mają zatem przeważający kierunek południowo-zachodni. Za równoleżnikiem 60°, ze względu na wysokie ciśnienie na biegunie, wiatr ma kierunek pasatów – północno-wschodni (jak w strefie $\varphi = 0-30^\circ$).

Dominujące kierunki i prędkości wiatru w Polsce

Zgodnie z ogólną cyrkulacją atmosferyczną w szerokościach geograficznych 30-60° dominującymi wiatrami w Polsce, podobnie jak w zachodniej i północnej Europie, są wiatry południowo-zachodnie, zachodnie i północno-zachodnie. Wiatry z sektora zachodniego SW-W-NW cechują się częstością 40-55%. Udział wiatrów z sektora wschodniego (NE-E-SE) zawiera się w przedziale 15-30%, a wiatrów z sektora południowego jest więcej niż z północnego. Częstość wiatru zmienia się w ciągu roku. W lecie przeważają wiatry o kierunkach W i NW, a jesienią kierunki S i SE, lecz dominującym kierunkiem jest nadal W. W zimie przeważają wiatry SW przy jednoczesnym wzmocnieniu wiatrów o kierunku E. Wiosną cechuje się równomiernym rozkładem kierunków wiatru z dość dużym udziałem wiatrów północnych N, zwłaszcza w północnej części Polski.

Pole prędkości wiatru w Polsce (średnie w roku) charakteryzuje się głównym maksimum 12,5 m/s na Śnieżce. Na Kasprowym Wierchu prędkość wiatru jest prawie dwukrotnie mniejsza (6,5 m/s). Na pozostałym obszarze Polski dużymi prędkościami wiatru wyróżniają się pas wybrzeża o średnich prędkościach w przedziale 4,5-5,5 m/s oraz Kraina

Wielkich Dolin o średniej rocznej powyżej 4,0 m/s. Natomiast najmniejszą prędkością wiatru, niezależnie od pory roku, cechują się kotliny śródgórskie, zwłaszcza Rów Podtatrzański (średnia roczna prędkość wiatru nie przekracza 2,0 m/s) oraz niziny w południowo-zachodniej części Polski (3,0 m/s). W przebiegu rocznym maksimum prędkości wiatru przypada na miesiące zimowe (styczeń – Śnieżka 15,1 m/s, Kasprowy Wierch – 8,2 m/s), a minimum na miesiące letnie (czerwiec – Śnieżka 9,6 m/s, Kasprowy Wierch – 5,6 m/s). W nizinnej części Polski prędkość wiatru w ciągu roku zmienia się od 3,0-4,0 m/s zimą do 2,0-3,0 m/s latem.

Zakres wahań prędkości wiatru w Polsce zmienia się od 0 (cisze) do ponad 30 m/s. Cisze występują najrzadziej na wybrzeżu i na szczytach gór, osiągając tam zaledwie 2-4% wszystkich obserwacji. Na niżu mają częstość 10-20%, a w kotlinach śródgórskich nawet 30%.

Wiatry silne ($v > 10$ m/s) występują najczęściej na wybrzeżu Bałtyku np. na Helu i w Łebie średnia ich liczba dochodzi do 60 w roku, w rejonie Rozewia, przekracza 70. Zima jest porą roku o największej częstości wiatrów silnych, a lato – o najmniejszej. Są one wywołane dużymi gradientami ciśnienia w układach niżowych wędrujących nad Polską. W styczniu obserwuje się prawie 30% wiatrów > 10 m/s przy cyrkulacji cyklonalnej zachodniej (A) i nieco mniej niż 30% przy cyrkulacji cyklonalnej północno-wschodniej (CB). W lecie częstość wiatrów silnych jest największa przy cyrkulacji cyklonalnej północno-zachodniej (CB) i cyklonalnej północno-wschodniej (E₀). W Warszawie częstość wiatrów silnych wynosi: zima – 2,0%, wiosna – 1,2%, lato – 0,2%, jesień – 1,1%. W środkowej Polsce wiatry silne zdarzają się znacznie rzadziej – średnio około 35 dni w roku. Wiatry bardzo silne ($v > 15$ m/s) obserwuje się w ciągu całego roku na szczytach górskich: na Śnieżce ponad 200 dni, a na Kasprowym Wierchu 190 (Chomicz 1977).

Wiatr – to poziomy ruch powietrza wywołany poziomą różnicą (gradientem) ciśnienia. Kierunek przepływu powietrza w pobliżu powierzchni Ziemi jest nieco odchylony od kierunku izobar (pod wpływem tarcia) w stronę niższego ciśnienia. Pole wiatru w Polsce jest deformowane przez morze Bałtyckie, jeziora oraz rzeźbę terenu (góry).

Wiatrem lokalnym typowym dla wybrzeża Bałtyku jest bryza. W dzień wieje ona od morza do lądu (morska), a w nocy od lądu do morza (lądowa). Wiatr ten jest wywołany różnicą temperatury między lądem i wodą. Ląd podczas dnia ogrzewa się szybciej niż woda, a nocą wolniej ochładza. Nad lądem, w miejsce unoszącego się w dzień powietrza ciepłego do góry napływa dołem od morza powietrze chłodne (gęstsze). W nocy jest przeciwnie, znad lądu dołem napływa nad morze powietrze chłodne. Te zmiany dobowe kierunku wiatru obserwuje się przeważnie podczas ciszy i małych prędkości wiatru. Zasięg bryzy morskiej wynosi kilkanaście kilometrów.

Bryza występuje również w otoczeniu jezior (bryza jeziorna). Jej zasięg jest znacznie mniejszy, np. w przypadku Jez. Śniardwy sięga ona na odległość kilkuset metrów.

Zjawisko bryzy obserwuje się także w dużych miastach np. w Warszawie (bryza miejska), ze względu na dobowe wahania różnicy temperatury między miastem i jego otoczeniem. Miasto ogrzewa się w dzień wolniej od jego otoczenia, a w nocy wolniej ochładza. Już w godzinach wieczornych obserwuje się napływ do miasta chłodnego powietrza z terenów zewnętrznych.

Analogiczna lokalna cyrkulacja powietrza występuje w górach – wiatry górskie i dolinne. Wiatry dolinne – to napływ nocą, poczynając od godzin wieczornych, chłodnego powietrza ze zboczy gór, zwłaszcza o ekspozycji południowej.

W górach obserwuje się również wiatry fenowe, zwane w Tatrach wiarami halnymi, związane z przepływem powietrza nad łańcuchami górskimi. Wiatry te powstają przy gwałtownym napływie powietrza od strony południowej Karpat lub Sudetów. Sprzyjające

warunki występują wówczas, gdy od zachodu zbliża się w kierunku Polski głęboki niż, a na Ukrainie znajduje się ośrodek wysokiego ciśnienia (wyż). Powietrze, napotykać na przeszkodę (góry), po stronie dowietrznej zmuszone jest do wznoszenia do góry po zboczach południowych. Powietrze wilgotne unosząc się do góry ochładza się o około $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (wg gradientu wilgotno-adiabatyicznego), aż do poziomu kondensacji pary wodnej. Po przekroczeniu szczytów górskich powietrze szybko opada w dół. Po stronie odwietrznej, jako powietrze suche ogrzewa się o $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (wg gradientu sucho-adiabatyicznego). Dlatego też, po stronie północnej Karpat i Sudetów wiatry halne są ciepłe i suche. Ich prędkość na stokach górskich wynosi niekiedy 60 m/s , a w dolinach 30 m/s . Wiatry halne powodują na ogół duże zniszczenia w lasach. Wiatry tego rodzaju w Sudetach są najsilniejsze przy napływie powietrza z południo-zachodu.

W Polsce występują też lądowe tzw. trąby powietrzne, huragany podobne do występujących w strefie międzyzwrotnikowej. Na powierzchni Ziemi podczas burzy tworzy się stożkowy lej niskiego ciśnienia, sięgający szczytem podstawy chmury burzowej (niż o małym promieniu izobar – dużej sile odśrodkowej). W centrum tego niżu ciśnienie spada o kilkadziesiąt hPa. Cechuje się on ruchem wirowym powietrza (obrotowym) o prędkościach $50\text{--}100\text{ m/s}$ – o dużej sile ssącej i ruchem postępowym $30\text{--}40\text{ km/h}$. Taka trąba powietrzna wystąpiła 20 lipca 1931 r. w godzinach 18-20 w okolicy Lublina we wsi Strzeszkowice Małe (w odległości 15 km na południo-zachód od Lublina). Według R. Gumińskiego (1948) podczas burzy (przy chmurach kłębiastych, deszczowych) utworzył się wtedy silny wir, który przesuwał się w kierunku północno-wschodnim, unosił piasek, gałęzie i snopki zboża. Siła wiatru była tak duża, że na stacji kolejowej wywrócone zostały z szyn załadowane wagony oraz rozwalone domy murowane o grubości ścian 50 cm . W tym dniu, wskutek ssącego działania powietrza została wyrzucona prawie wszystka woda z jeziora pod Rozkopaczowem za Kijanami, wraz z rybami, na pobliskie pola.

Upały w Polsce i Europie (koniec XX – początek XXI wieku)

O znaczącym globalnym ociepleniu świadczy wzrost średniej globalnej temperatury powietrza w stuleciu 1906-2005 o $0,74^{\circ}\text{C}$ (IPCC, 2007). Największy wzrost nastąpił w ostatnich 25 latach XX wieku i początku wieku XXI.

Europa (w tym Polska) również doświadcza ocieplenia w tempie $0,5^{\circ}$ na 100 lat. Wzrost temperatury zaznacza się najsilniej w sezonie letnim (zwłaszcza w roku 1992, 1994, 2003, 2006, 2007). Występujące fale upałów i powodzie są dużym zagrożeniem dla zdrowia i życia człowieka. Ich skutkiem jest wzrost śmiertelności na Ziemi. Rekordowo wysoką liczbę zgonów stwierdzono w lecie 2003r. w Paryżu, szczególnie w dniu 13 sierpnia, przekroczyła ona o 600% średnią dzienną liczbę zgonów.

W czasie tego ekstremalnie gorącego lata 2003r. w Europie Zachodniej i Południowej zmarło ponad 35 000 osób, z czego 14 000 we Francji. Upały z 2006 roku objęły większy obszar Europy niż te z roku 2003. Wystąpiły one głównie w Europie Środkowej oraz Skandynawii (Twardosz 2009).

W Polsce ocieplenie klimatu zaznacza się szczególnie w ostatnich 20 latach, a liczba dni gorących (z $t_{\text{max}} > 25^{\circ}\text{C}$) i upalnych (z $t_{\text{max}} > 30^{\circ}\text{C}$) znacznie wzrosła w tym czasie i częściej tworzą one ciągi dni. W Warszawie upalne lata były w: 1992, 1994, 2000, 2006 i 2007 roku. Ciągi co najmniej 3 dni z $t_{\text{max}} > 30^{\circ}$ zostały nazwane *falami upałów*. Najczęściej zdarzają się fale 3-4 dniowe, ale są i dłuższe nawet powyżej 8-10 dni. Najdłuższe fale upałów w Warszawie zdarzyły się w 1994 roku – 10 dni, w 1971 i 2006 roku – 9 dni oraz w 1963 roku – 8 dni. I tak w czasie 10-dniowej fali upałów trwającej

od 24 lipca do 2 sierpnia 1994 roku średnia temperatura powietrza wyniosła 26,4°C, a temperatura maksymalna 34,0°C (najwyższe maksimum osiągnęło wartość 36,4°C). Zaś w czasie 9-dniowej fali upałów trwającej od 5 do 13 lipca 2006 roku średnia temperatura powietrza wyniosła 25,6°C, a temperatura maksymalna 33,0°C (najwyższe maksimum osiągnęło wartość 35,3°C) (Kossowska-Cezak 2010).

Ciekawe jest również to, że po roku 1990 wzrosła też częstość nocy ciepłych ($t_{\min} > 15^{\circ}\text{C}$) i bardzo ciepłych ($t_{\min} > 18^{\circ}\text{C}$), a są to sytuacje pogodowe najbardziej obciążające organizm człowieka i prowadzą do wzrostu liczby zgonów. Wzrost liczby nocy „tropikalnych” jeszcze bardziej się nasilił po 2000 roku.

Spodziewane konsekwencje globalnego ocieplenia klimatu

W publikacji zespołowej Zakładu Klimatologii p.t. Klimat Europy. Przeszłość – Terazniejszość – Przyszłość ([w]: Materiały ... z VIII Pikniku, 2004) M. Kopacz przedstawiła przewidywane następstwa postępującego ocieplenia:

Atmosfera

- Wzrost temperatury oznacza większe zasoby energii → zwiększenie intensywności parowania, intensywniejsze procesy konwekcyjne i cyrkulacja powietrza.
- **Konsekwencje:** częstsze i potężniejsze cyklony, wiatry → falowanie, niszczenie linii brzegowej (giną ludzie, zniszczenie infrastruktury).
- Zmiany układu warunków opadowych → wpłynie to na zasięg i częstość występowania susz i powodzi, a w **konsekwencji** ograniczy dostęp do zasobów wodnych w niektórych rejonach czy też zwiększy ryzyko powodziowe. Zmienia się warunki dla rozwoju rolnictwa.

Obszary wodne – Oceany

- Wzrost poziomu oceanów. **Konsekwencje:** zalewanie nisko położonych terenów przybrzeżnych, infiltracja słonych wód w głąb lądu i zasolenie wód gruntowych. Zwiększenie ilości pływających gór lodowych.
Konsekwencje: zmniejszenie zasolenia wód w wyższych szerokościach geograficznych, powodujące osłabienie wymiany wód głębinowych (osłabienie o globalnego oceanicznego „taśmociągu”, którego częścią jest Prąd Zatokowy).
- W cieplejszych wodach następują zmiany w składzie planktonu, giną brunatnice, giną glony żyjące w symbiozie z koralowcami. Wymieranie koralowców (niszczenie raf koralowych) to utrata naturalnych „falachronów” dla wybrzeży.

Lądy

Wzrost temperatury powietrza, szczególnie w chłodnej porze roku → zmiana pór roku, okresu wegetacyjnego.

Topnienie lodowców górskich → lawiny błotne.

Podniesienie wysokości, na której utrzymuje się stała pokrywa śnieżna →

- **Konsekwencje**

dla turystyki zimowej.

Zmniejszenie się obszarów wiecznej zmarzliny.

Zmiany w składzie gatunkowym wielu ekosystemów → wyginięcie wielu gatunków nie mogących przystosować się do nowych warunków klimatycznych.

Wpływ na człowieka

- Zwiększająca się liczba ofiar intensywnych klęsk żywiołowych, w tym ofiar epidemii.
Coraz większe straty materialne.
Wzrastające koszty budowy urządzeń zabezpieczających przed działaniem żywiołów oraz koszty dostosowania gospodarki do nowych warunków, np. rolnictwo → nowe odmiany roślin uprawnych.
- Emigracja ekologiczna.

Dotychczasowe scenariusze globalnych zmian klimatu uwzględniają tylko ocieplenie klimatu Ziemi. Z badań cyklicznych zmian klimatu Ziemi (cykli: zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych, substancji organicznych, zdeponowanych w osadach głębokomorskich i jeziornych oraz danych dendrologicznych), uwarunkowanych zmianami aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych można oczekiwać w najbliższej przyszłości dużego ochłodzenia. Prognozy temperatury powietrza do 2100 roku, na podstawie interferencji silniejszych cykli zawartych w widmach, wskazują na naturalne ochłodzenie klimatu Europy w XXI wieku. W scenariuszach globalnych zmian klimatu należy także brać pod uwagę **gwałtowne ochłodzenie** i jego konsekwencje dla mieszkańców Ziemi.

Problemy badań do rozwiązania w bieżącym stuleciu

Najważniejszym problemem do rozwiązania w XXI wieku jest nadal identyfikacja naturalnych i antropogenicznych przyczyn zmian klimatu Ziemi, w szczególności Europy (i Polski). Jest nim określenie składników deterministycznych (okresowych) w seriach pomiarowych, a także mechanizmów przenoszenia oddziaływań czynników astronomicznych na klimat Ziemi.

W bieżącym stuleciu rozstrzygnie się, czy postępować będzie nadal ocieplenie klimatu – prognozowane według scenariuszy $2\times\text{CO}_2$, czy też sprawdzą się prognozy głębokiego naturalnego ochłodzenia klimatu, uwarunkowanego określonymi wahaniami zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze i aktywności Słońca (stałej słonecznej). Teraz nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia wynika z przyczyn naturalnych, a jaka – z intensyfikacji efektu cieplarnianego atmosfery.

Zarówno czynniki naturalne (astronomiczne, geologiczne), jak też antropogeniczne (CO_2 , miejskie wyspy ciepła) kształtują ogólną cyrkulację atmosferyczną, a także cyrkulację strefową w szerokościach umiarkowanych.

Zimy w Europie (i Polsce) zależą przede wszystkim od równoleżnikowego transportu oceanicznych zasobów ciepła z Oceanu Atlantyckiego. Dobrymi miarami cyrkulacji strefowej są wskaźniki Oscylacji Północnego Atlantyku (North Atlantic Oscillation, *NAO*). W ostatnich dwóch stuleciach nasiliło się ocieplające oddziaływanie Oceanu Atlantyckiego – w zimie (tendencja rosnąca *NAO*), a osłabło – ochładzające oddziaływanie latem (tendencja malejąca *NAO*).

Znając naturalne przyczyny współczesnych zmian klimatu Europy, silnie skorelowanych ze wskaźnikami *NAO*, można prognozować naturalne ochłodzenia i ocieplenia klimatu w XXI wieku.

Można oczekiwać, że przyszłe scenariusze zmian klimatu (modele cyrkulacji) będą uwzględniać nie tylko czynniki antropogeniczne, ale również czynniki naturalne, kształtujące klimat Ziemi w ostatnich tysiącletniach.

Prognozy zmian klimatu w nadchodzących latach powinny obejmować poszczególne regiony Polski, gdyż adwekcja powietrza, uwarunkowana położeniem cyklonów i antycyklonów nad obszarem Europy, jest często odmienna w różnych częściach Polski. W regionalnych prognozach istotnym elementem jest uwzględnienie deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez ukształtowanie powierzchni Ziemi.

Ważnym problemem do rozwiązania w przyszłości jest też określenie w prognostycznych scenariuszach deformacji pól przez miasta (np. Warszawę) – o coraz większej powierzchni sztucznej i większej objętości zabudowy.

Niepokojące jest, że negatywne skutki i związane z nimi zagrożenia działalności gospodarczej człowieka dotyczą tylko ocieplenia klimatu (np. katastroficzny wzrost poziomu oceanów). Natomiast nie ma żadnych ocen negatywnych ewentualnego gwałtownego ochłodzenia klimatu. Nie można wykluczyć np. kilku kolejnych erupcji wulkanicznych, które nagle mogą spowodować globalne ochłodzenie klimatu – prowadzące do znacznego przyrostu pokrywy lodowej na Ziemi.

Wykorzystano publikacje:

- Stopa-Boryczka M., 2001, *Kierunki i ważniejsze wyniki badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski*, [w:] *Prace i Studia Geograficzne*, t. 28, *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2000)*. Wyd. UW, s. 113-135.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2009, *Klimat Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII. *Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze*, Wyd. UW, s.13-42.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2016, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXXV. *Badania klimatu Europy w różnych skalach przestrzennych (w publikacjach Zakładu Klimatologii UW, 1951-2016)*, Wyd. UW, ss. 415.

III. GROŹNE ZJAWISKA ATMOSFERYCZNE W POLSCE Z WYODRĘBNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA

Celem badań jest określenie zmienności w czasie i w przestrzeni burz w Polsce – ich cykliczności i tendencji zmian. Wykazano też zależność liczby dni z burzą od aktywności Słońca, typów cyrkulacji, ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza. Istotne znaczenie mają także prognozy zmian aktywności burzowej do 2025 roku. Problemy te rozwiązano na przykładzie danych z 20 stacji meteorologicznych z lat 1951-1990.

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono w *Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XVI. *Prognozy zmian klimatu Polski* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J.), 2002, Wyd. UW, ss. 212 – w rozdz. V. *Pole temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej* i rozdz. VI. *Z badań okresowości i tendencji zmian burz w Polsce*.

SPIS TREŚCI (16)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	STAN BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU	9
1.	Antropogeniczne zmiany klimatu	9
2.	Naturalne zmiany klimatu	11
3.	Prognozy zmian klimatu	13
III.	PROGNOZY ZMIAN KLIMATU W PRACACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersytetu Warszawskiego	17
1.	Początki badań zmian klimatu i prognoz (1984)	17
2.	Postęp badań zmian klimatu i prognoz (1992-2000)	19
3.	Wpływ Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) na klimat Polski	26
4.	Prognozy zmian Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) w XXI wieku	27
4.1.	Widma wskaźnika NAO w latach 1825-1997	27
4.2.	Zmiany wskaźnika NAO w XVIII-XXI wieku	28
IV.	ZMIANY KLIMATU POLSKI NA TLE EUROPY W XVIII-XXI WIEKU	30
1.	Cykliczne zmiany klimatu Europy (XVIII-XX)	30
2.	Coraz cieplejsze zimy w Europie i Polsce	32
3.	Prognoza klimatu Warszawy w XXI wieku	33
V.	POLE TEMPERATURY POWIETRZA W POLSCE A TYPY CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ	35
1.	Geograficzny rozkład temperatury maksymalnej i minimalnej w Polsce.	39
2.	Maksymalna temperatura powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej	40
3.	Minimalna temperatura powietrza a typy cyrkulacji atmosferycznej	41
4.	Zróżnicowanie wartości temperatury maksymalnej i minimalnej na obszarze Polski w dominujących typach cyrkulacji atmosferycznej	42
5.	Zmienność temperatury maksymalnej i minimalnej w przebiegu rocznym w dominujących typach cyrkulacji	43
6.	Temperatura maksymalna i minimalna w zależności od makrotypu cyrkulacji atmosferycznej	44
VI.	Z BADAŃ OKRESOWOŚCI I TENDENCJI ZMIAN BURZ W POLSCE	164
1.	Zmiany roczne liczby dni z burzą	164
2.	Zmiany cykliczne liczby dni z burzą	166
3.	Zależność dni z burzą od typów cyrkulacji atmosferycznej	167
4.	Tendencje zmian aktywności burzowej w Polsce	169
5.	Prognoza dni z burzą w latach 2000-2025	170
VII.	ZAKOŃCZENIE	206
	LITERATURA	208
		41

3.1. Ekstrema (maksima i minima) temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej (według współautora D. Baranowskiego)

Zastosowano katalog codziennych sytuacji synoptycznych z lat 1901-1995 według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein (1975). Klasyfikacja ta wyróżnia typy cyrkulacji atmosferycznej w odniesieniu do wzorcowych 8 układów barycznych na poziomie morza nad Europą i północnym Atlantykiem, które warunkują określone kierunki adwekcji mas powietrza nad obszar Polski z wyodrębnieniem układów cyklonalnych i antycyklonalnych. Wyodrębniono (oprócz 13 typów cyrkulacji) 4 makrotypy cyrkulacji: wschodniej (*E*), zachodniej (*W*), cyklonalnej (*C_L*) i antycyklonalnej (*C_A*), warunkujące odmienny stan atmosfery na obszarze Polski (rozdz. II):

Makrotypy	Typy
Cyrkulacja cyklonalna	A, CB, E ₀ , F, B, D, BE
Cyrkulacja antycyklonalna	C ₂ D, E ₂ C, E, E ₁ , D ₂ C, G
Cyrkulacja zachodnia	A, CB, D, B, C ₂ D, E ₂ C, D ₂ C
Cyrkulacja wschodnia	E ₀ , F, E, E ₁ , BE

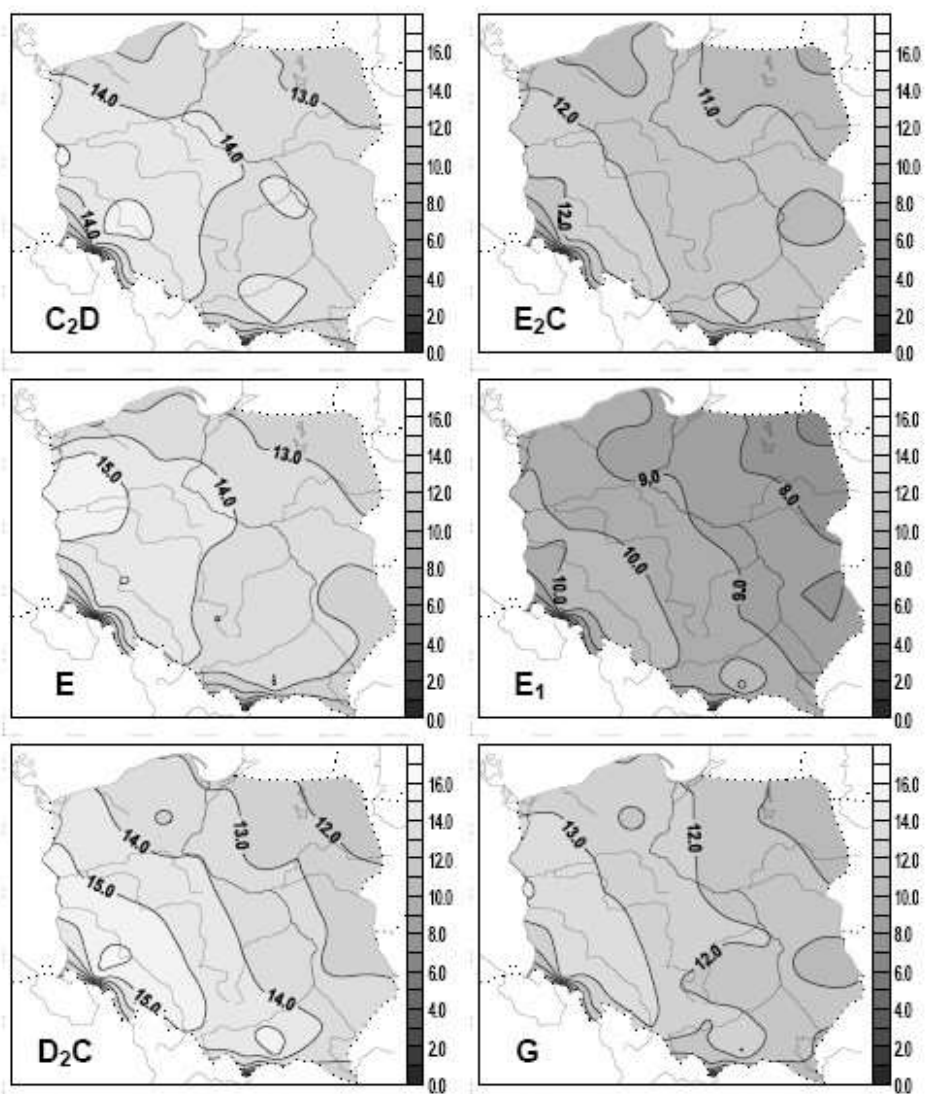
Temperatura maksymalna powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej

Największe wartości temperatury maksymalnej T_{max} w roku występują w typach cyrkulacji z sektora południowo-zachodniego: D₂C (12,5-17,5°C) oraz D (12,7-17,2°C), które kształtują dodatnie anomalie na przeważającym obszarze Polski przekraczające 3,0°C (rys. 1).

Wartość temperatury maksymalnej we wszystkich analizowanych miejscowościach znacznie przekracza normę także przy zachodniej cyrkulacji A, południowo-wschodniej i wschodniej cyrkulacji E₁ a na południowym-wschodzie Polski również przy południowej cyrkulacji B.

Najmniejszymi średnimi rocznymi wartościami T_{max} cechują się północne typy cyrkulacji: północno-wschodnia i wschodnia cyrkulacja E₀, północno-wschodnia cyrkulacja E oraz północno-zachodnia cyrkulacja E₂C.

W okresie od kwietnia do września ważną rolę w kształtowaniu największych wartości temperatury powietrza odgrywa czynnik solarny uwarunkowany małym zachmurzeniem i adwekcją ciepłych mas powietrza z sektora południowego.



Rys. 1. Zależność maksymalnej temperatury powietrza w Polsce ($^{\circ}\text{C}$) od typów cyrkulacji antycyklonalnej (1971-1995) – rok

Największe dodatnie anomalie T_{max} występują wówczas przy południowo-wschodniej i wschodniej cyrkulacji E_1 , południowo-zachodniej i południowej cyrkulacji D_2C oraz południowo-zachodniej cyrkulacji D a ich wartość w lipcu i sierpniu na przeważającym obszarze Polski przekracza $2,0\text{-}5,0^{\circ}\text{C}$.

Zasięg oddziaływania tych typów cyrkulacji jest jednak bardzo zróżnicowany. Na południowym-wschodzie (z wyjątkiem typu D) dodatnie odchylenia T_{\max} od średnich miesięcznych w ciepłym półroczu są średnio o 2,0-2,5°C mniejsze niż na stacjach reprezentujących pozostałą część Polski.

Latem największe spadki temperatury maksymalnej przynoszą: północno-wschodnia i wschodnia cyrkulacja E₀, północno-zachodnia cyrkulacja CB oraz, szczególnie w czerwcu i w lipcu, zachodnia cyrkulacja A. Wymienione typy charakteryzuje duże zachmurzenie, co przy adwekcji stosunkowo wówczas chłodnych mas powietrza z zachodu i północy prowadzi do znacznego ochłodzenia.

W zimie najmniejsze wartości T_{\max} występują przy antycyklonalnych typach cyrkulacji z sektora wschodniego: E₁, E, E₀ oraz przy centralnej cyrkulacji G.

Największe ocieplenie, osiągające w styczniu „rekordową” wartość ponad 4,5°C na przeważającym obszarze Polski przynosi zachodnia cyrkulacja A (rys. 1).

Wzrost T_{\max} towarzyszy również pozostałym cyklonalnym typom cyrkulacji z sektora zachodniego: południowo-zachodniej cyrkulacji D, południowo-zachodniej i południowej cyrkulacji D₂C, północno-zachodniej CB, zachodniej C₂D oraz, szczególnie na południowym-wschodzie kraju, południowej cyrkulacji B.

W przejściowych porach roku dominującą rolę w kształtowaniu wartości T_{\max} odgrywa adwekcja, która w miesiącach letnich jest zdominowana przez radiację. Wiosną i jesienią najmniejsze średnie miesięczne wartości T_{\max} występują w zasięgu oddziaływania typów cyrkulacji z sektora północnego: E₀, CB oraz E₂C; największe ocieplenie przynoszą natomiast typy cyrkulacji o składowej południowo-zachodniej: D oraz D₂C. Jesienią stosunkowo duże wartości temperatury maksymalnej charakterystyczne są również dla zachodniej cyrkulacji A.

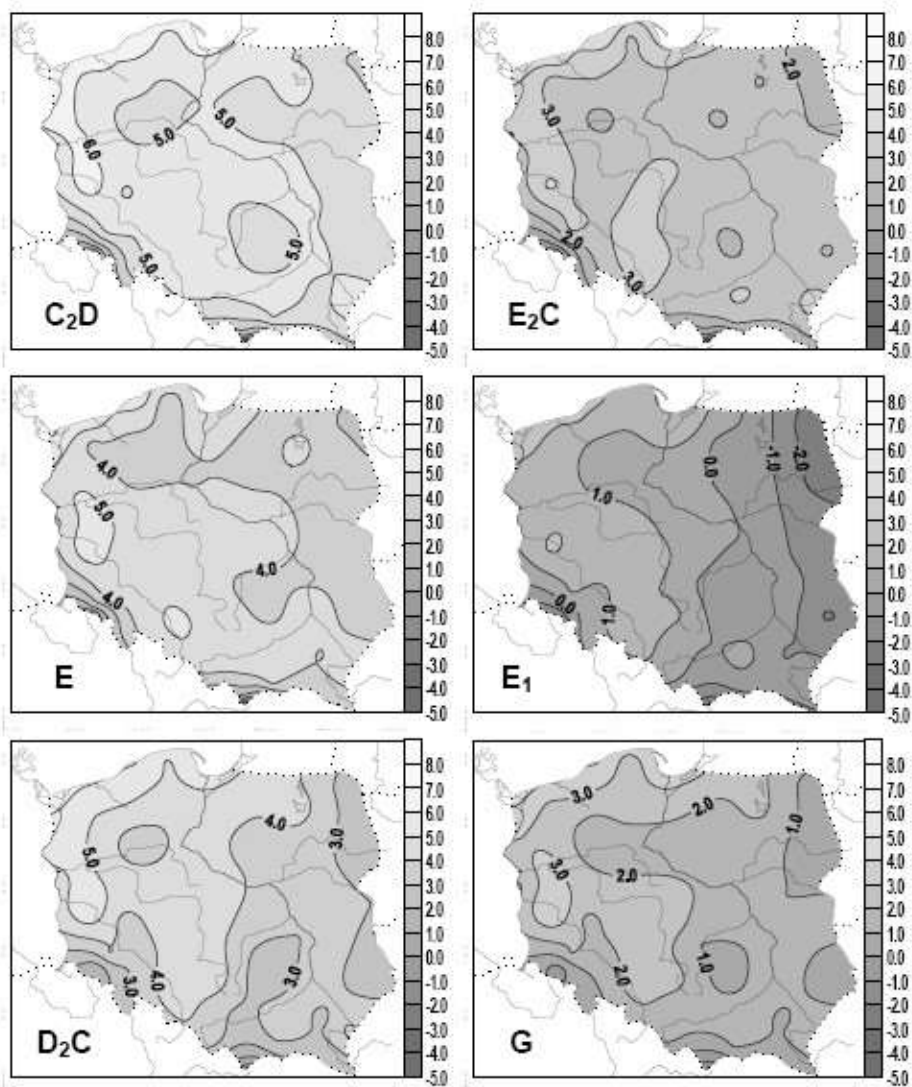
Temperatura minimalna powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej

W południowej i centralnej Polsce najmniejsze średnie roczne wartości T_{\min} kształtuje centralna cyrkulacja G a na północy kraju północno-wschodnia cyrkulacja E (rys. 2). W ciągu całego roku wartości temperatury minimalnej mniejsze od średniej przynosi adwekcja powietrza z północy w typach: E₂C oraz E₀.

Największe wartości T_{\min} w ciągu roku stwierdzono przy cyklonalnych typach cyrkulacji o składowej południowo-zachodniej: A, D oraz B.

W chłodnym półroczu największy wzrost minimalnej temperatury powietrza powodują typy cyrkulacji o zachodnim splotwie stosunkowo wówczas ciepłego i wilgotnego powietrza znad Atlantyku. Od września do kwietnia największe ocieplenie przynosi zachodnia cyrkulacja cyklonalna (typ A) a wartość dodatnich anomalii T_{\min} w styczniu i lutym na przeważającym obszarze Polski przekracza wówczas 4,5°C. Na stacjach położonych w strefie brzegowej wzrost ten ze względu na ocieplające oddziaływanie Bałtyku jest najmniejszy.

W okresie od października do marca duże wartości T_{\min} związane są również z występowaniem typów z sektora południowego: D oraz D₂C. Przy południowych kierunkach wiatru adwekcyjny wzrost temperatury wspomagany przez adiabatyczne ogrzewanie się powietrza.



Rys. 2. Zależność minimalnej temperatury powietrza w Polsce ($^{\circ}\text{C}$) od typów cyrkulacji antycyklonalnej (1971-1995) – rok

W zimie do największych spadków temperatury dochodzi w warunkach napływającego z sektora wschodniego chłodnego powietrza i silnego wypromieniowania Ziemi w zasięgu antycyklonalnych typów cyrkulacji: południowo-wschodniego i wschodniego E₁ (w styczniu ujemne anomalie zawierają się w przedziale od 3,0 $^{\circ}\text{C}$ na północnym-zachodzie kraju do ponad 4,5 $^{\circ}\text{C}$ na południowym-wschodzie), centralnego G (od 3,5 $^{\circ}\text{C}$ w północno-wschodniej części Polski i nad Zatoką Gdańską do 5,5 $^{\circ}\text{C}$ na południu) oraz

północno-wschodniego E (od 3,5°C na Wyżynie Małopolskiej do ponad 4,0°C w pasie pojezierzy).

W lecie oddziaływanie poszczególnych typów cyrkulacji jest mniej zróżnicowane a wartość anomalii najczęściej mieści się w wąskim przedziale od -2,0°C do 2,5°C. Intensywne procesy radiacji uwarunkowane małym zachmurzeniem lub jego brakiem w tej porze roku w zdecydowanej większości przypadków są przyczyną niskich temperatur minimalnych w antycyklonalnych typach cyrkulacji: północno-zachodnim E₂C, północno-wschodnim E oraz centralnym G (rys. 1-2).

Wśród cyklonalnych typów cyrkulacji najniższą T_{\min} wyróżnia się północno-zachodnia cyrkulacja CB.

Największe wartości temperatury minimalne powietrza latem towarzyszą typom cyrkulacji z sektora południowego: E₁, F, B oraz D. Ich ocieplający wpływ (dodatnie anomalie temperatury) w różnych częściach Polski jest jednak istotnie zróżnicowany. Największe różnice stwierdzono w czerwcu i w lipcu w zasięgu oddziaływania południowo-wschodniej i wschodniej cyrkulacji antycyklonalnej (E₁). Wartość anomalii T_{\min} w północno-zachodniej części Polski jest wówczas o ponad 3,0°C większa niż na południowym-wschodzie kraju.

Zmienność temperatury maksymalnej i minimalnej w przebiegu rocznym w dominujących typach cyrkulacji

Największą zmiennością średnich rocznych wartości T_{\max} i T_{\min} wyróżnia się południowo-wschodnia i wschodnia cyrkulacja E₁ (rys. 3).

Duże wartości R i s otrzymano również przy pozostałych typach z sektora wschodniego: E, F i E₀ oraz przy centralnej cyrkulacji G.

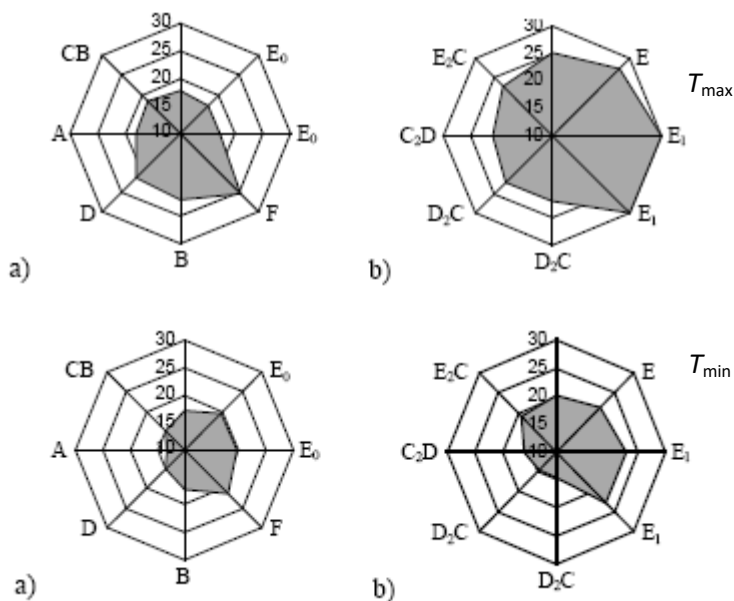
Największą zmiennością średnich rocznych wartości T_{\max} i T_{\min} wyróżnia się południowo-wschodnia i wschodnia cyrkulacja E₁.

Duże wartości R i s otrzymano również przy pozostałych typach z sektora wschodniego: E, F i E₀ oraz przy centralnej cyrkulacji G.

Najmniejszym zróżnicowaniem dobowych ekstremów temperatury T_{\max} i T_{\min} wyróżnia się zachodnia cyrkulacja A oraz północno-zachodnia cyrkulacja CB. Na stacjach reprezentujących zachodnią i środkową część Polski zbliżone są także wartości tych charakterystyk termicznych w typach B i D.

Wśród typów o charakterze antycyklonalnym najmniejszą zmienność wartości T_{\max} i T_{\min} w ciągu roku stwierdzono przy południowo-zachodniej i południowej cyrkulacji D₂C oraz zachodniej cyrkulacji C₂D.

Największym zakresem wahań średniej miesięcznej temperatury maksymalnej i minimalnej w przebiegu rocznym wyróżniają się antycyklonalne typy cyrkulacji z sektora wschodniego: E₁ (odpowiednio: $T_{\max} - 30,1^{\circ}\text{C}$, $T_{\min} - 22,4^{\circ}\text{C}$) oraz E ($27,4^{\circ}\text{C}$ i $20,8^{\circ}\text{C}$); najmniejszym – typy cyrkulacji o składowej zachodniej: A, CB, C₂D i D (rys. 3)



Rys. 3. Zakres wahań T_{max} i T_{min} w przebiegu rocznym w cyklonalnych (a) i antycyklonalnych (b) typach cyrkulacji.

Temperatura maksymalna i minimalna w zależności od makrotypu cyrkulacji atmosferycznej

Minimalna temperatura powietrza w makrotypie cyklonalnym średnio o $1,9^{\circ}\text{C}$ przewyższa odpowiadającą jej wartość w makrotypie antycyklonalnym (rys. 4). Różnica ta przy porównaniu średniej rocznej temperatury maksymalnej jest znacząco mniejsza i wynosi zaledwie $0,2^{\circ}\text{C}$.

W okresie od czerwca do sierpnia, kiedy insolacja znacznie przewyższa wypromieniowanie, średnia temperatura T_{max} w antycyklonalnych typach cyrkulacji jest o $2,2-3,4^{\circ}\text{C}$ wyższa od odpowiadającej jej wartości w makrotypie cyklonalnym.

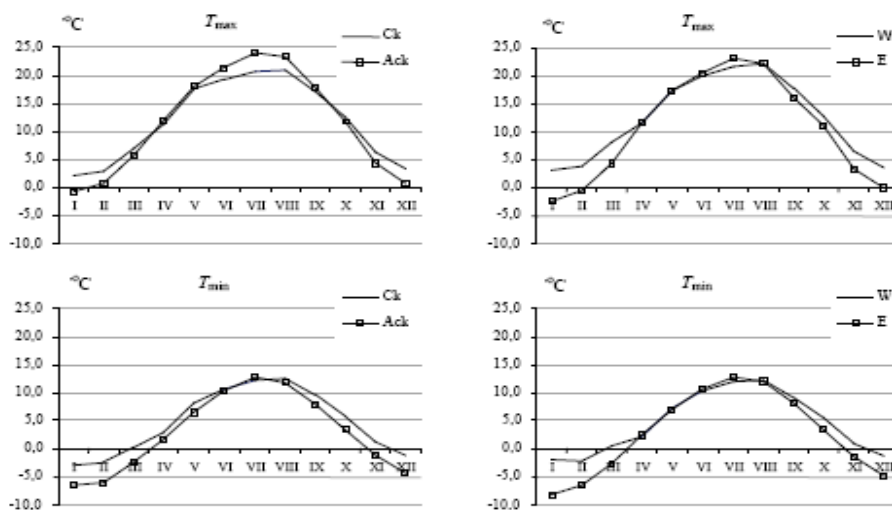
Zimą natomiast, gdy dominuje ubytek ciepła na skutek wypromieniowania długofalowego – średnia T_{max} , podobnie jak T_{min} , w typach cyrkulacji o charakterze antycyklonalnym, szczególnie na stacjach reprezentujących południową część Polski, jest znacznie niższa.

Makrotyp cyrkulacji zachodni na obszarze Polski kształtuje większe (w stosunku do wschodniego) wartości T_{max} , a średnia różnica zarówno T_{max} jak i T_{min} między makrotypem: wschodnim i zachodnim wynosi ok. $1,8^{\circ}\text{C}$.

W okresie od sierpnia do kwietnia większe wartości temperatury maksymalnej i minimalnej kształtują typy cyrkulacji o zachodnim splywie powietrza. W styczniu różnica

między wartościami T_{max} i T_{min} między makrotypem W i E zmienności jest największy i wynosi odpowiednio $5,5^{\circ}\text{C}$ i $6,1^{\circ}\text{C}$.

Latem większe wartości T_{max} (głównie za sprawą bardzo dużego udziału północno-wschodniej cyrkulacji E) występują w zasięgu oddziaływania wschodnich typów cyrkulacji.



Rys. 4. Roczny przebieg T_{max} i T_{min} w makrotypach cyrkulacji atmosferycznej

3.2. Z badań okresowości i tendencji zmian burz w Polsce (1951-1990)

Zmiany roczne liczby dni z burzą

Liczbę burz w Polsce w latach wcześniejszych 1946-1955, także w odniesieniu do obszaru Europy przedstawiają mapy na rys. 5-6. (Stopa, 1962, 1965). Średnią liczbę dni z burzą w poszczególnych miesiącach i porach roku w latach 1951-1990 zestawiono w tab. 1-2.

Wzrost aktywności burzowej rozpoczyna się od kwietnia, o średniej liczbie dni z burzą wynoszącej: w Kołobrzegu – 0,8, Warszawie – 1,6 i na Kasprowym Wierchu – 1,7. Najwięcej dni burzowych w 11 miejscowościach wystąpiło w czerwcu (np. Kasprowy Wierch – 8,8); na 9 stacjach – w lipcu (np. Kołobrzeg – 4,3 i Warszawa – 6,0), a najmniej w grudniu i styczniu. We wszystkich miejscowościach od września występuje spadek liczby dni z burzą: Kołobrzeg (2,1), Warszawa (1,8) i Kasprowy Wierch (2,4). W Polsce na ogół przeważają burze późnowiosenne, letnie i wczesnojesienne. Natomiast burze zimowe i późnojesienne są zjawiskiem sporadycznym. Najwięcej dni bu-

rzowych wystąpiło więc latem (65%), mniej na wiosnę (25%) i jesienią (9%). Zimą burze obserwowano bardzo rzadko (1%).

Cechą charakterystyczną przestrzennego rozkładu dni z burzą, występującą w 20 miejscowościach, jest stopniowy wzrost liczby dni z burzą z północy na południe Polski. Średnia liczba dni z burzą jest najmniejsza na wybrzeżu Polski: w Gdańsku (15,4 dni) i w Kołobrzegu (19,0). W pasie nizin wynosi ona poniżej 25 dni (np. Poznań – 21,0 dni, Białystok – 24,2). Wyjątek stanowi obszar Niziny Mazowieckiej (Warszawa – 26,1 dni), gdzie średnia liczba dni burzowych zbliżona jest do liczby dni charakterystycznej dla terenów wyżynnych (Kielce – 25,8 dni, Kraków – 26,9 dni i Zamość – 29,4 dni). W Karpatach i na Pogórzu Karpackim średnia liczba dni z burzą wynosi ponad 30: na Kasprowym Wierchu – 34,4 a w Przemyślu – 31,1 dni.

Maksymalna liczba dni z burzą w roku w Polsce waha się od 26 w Gdańsku aż do 55 na Kasprowym Wierchu. Powyżej 35 dni z burzą występuje w środkowej, wschodniej i południowo-zachodniej Polsce. Natomiast najmniejsza liczba dni z burzą występuje wokół Zatoki Szczecińskiej (Szczecin – 30 dni) i Zatoki Gdańskiej (Gdańsk – 26 dni).

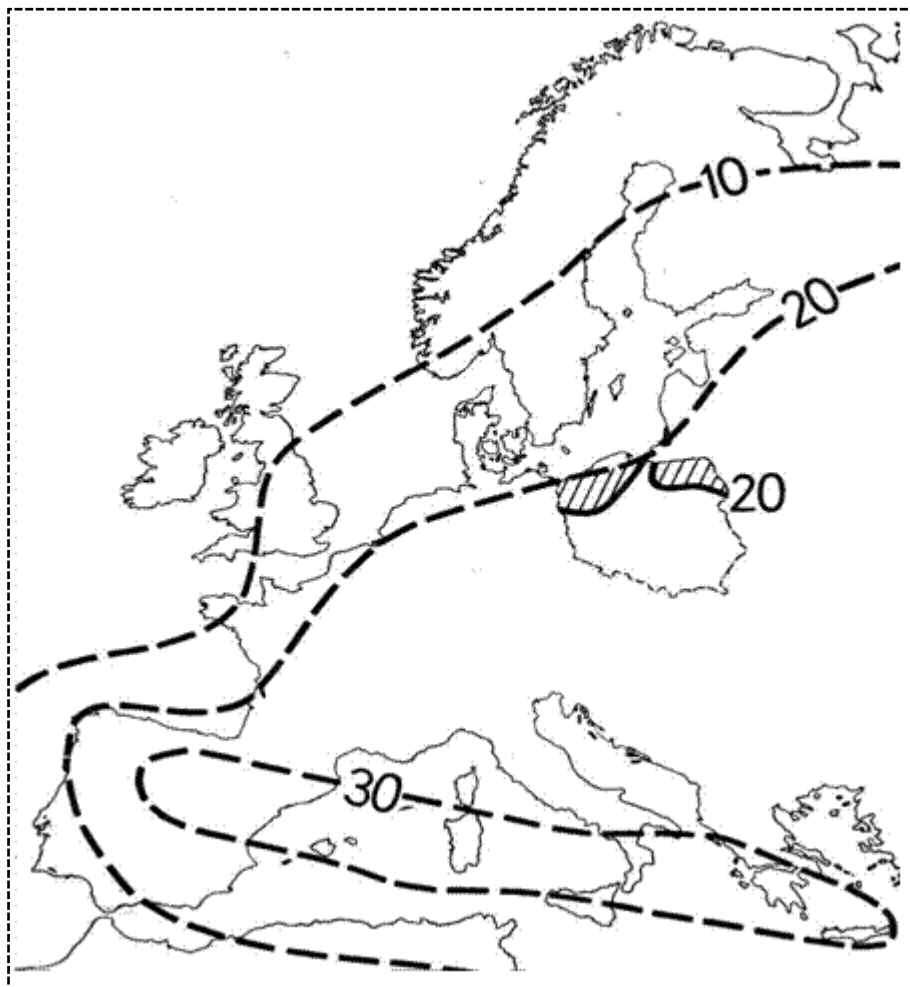
Mała liczba dni z burzą występuje również na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań – 31 dni) i we wschodniej części Niziny Śląskiej (Wrocław – 31 dni), czyli w zachodniej Polsce, charakteryzującej się większymi wpływami klimatu oceanicznego.

Zwiększenie częstości występowania dni burzowych z północy na południe Polski związane jest przede wszystkim ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Ponadto niższa temperatura i mniejsza wilgotność powietrza w wyższych szerokościach geograficznych nie sprzyjają powstawaniu burz – podobnie jest w całej Europie.

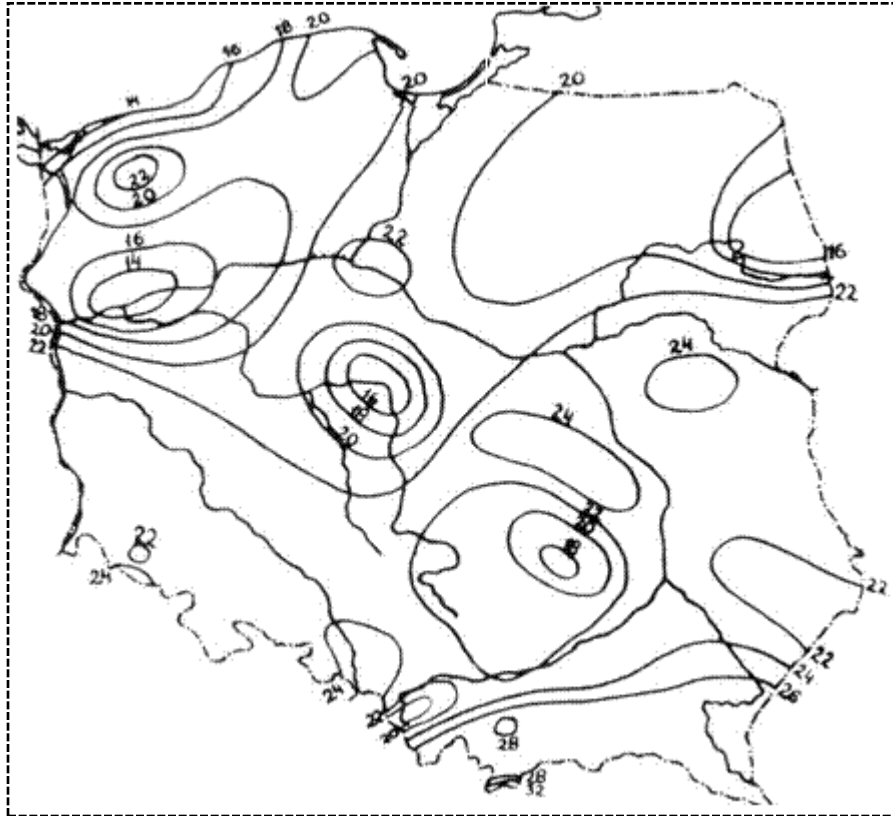
Najdłuższy okres występowania dni z burzą wynosi 336 dni w Warszawie (1975 r.), najkrótszy zaś, trwa 61 dni w Kołobrzegu (1959 r.).

Pierwsze burze wiosenne najwcześniej pojawiają się w marcu, a najpóźniej w początkach maja. Średnia data początku wzmożonej aktywności burzowej na badanym obszarze waha się między 1 kwietnia (Kraków, Warszawa i Zielona Góra) a 26 kwietnia (Terespol). Średni początek działalności burzowej w Polsce przypada na 13 kwietnia (na podstawie danych z 20 stacji meteorologicznych).

Ostatnie dni z burzą najwcześniej występują po 24 lipca, a najpóźniej – 31 grudnia. W Polsce średnia data końca okresu burzowego przypada 30 września. Jednak w różnych regionach kraju zakres wahań obejmuje miesiąc, od 19 września w Terespolu do 19 października w Kołobrzegu. Na zachodnich krańcach Polski i w górach oraz na Nizinie Mazowieckiej, wzmożona aktywność burzowa kończy się średnio w październiku. Na pozostałym terenie, im dalej na wschód, tym wcześniej kończy się okres aktywności burzowej (we wrześniu).



Rys. 5. Liczba dni z burzą w Polsce (1946-1955) na tle Europy – rok, wg M. Stopy (1962)



Rys. 6. Średnia liczba dni z burzą w roku w Polsce (1946-1955), wg M. Stopy (1965)

Tabela 1. Średnia liczba dni z burzą w poszczególnych miesiącach roku (1951-1990), * – zjawisko burzy nie wystąpiło, 0,0 – wartość obliczona mniejsza od 0,1

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Białystok	0,0	0,0	0,3	1,4	4,6	5,4	5,8	4,5	1,8	0,2	0,1	0,0
Chojnice	0,0	0,1	0,2	1,2	3,7	5,1	5,0	3,5	1,5	0,4	0,2	0,1
Gdańsk	0,0	0,0	0,0	0,6	2,8	3,3	3,8	3,0	1,3	0,3	0,1	0,1
Kasprowy W.	0,0	0,0	0,2	1,7	6,4	8,8	7,9	6,5	2,4	0,2	0,1	0,2
Kielce	0,0	0,0	0,2	1,7	4,8	5,9	6,0	5,2	1,6	0,2	0,0	0,0
Kołobrzeg	0,0	0,1	0,2	0,8	3,0	3,6	4,3	3,5	2,1	0,8	0,5	0,2
Kraków	0,2	0,2	0,4	1,6	5,0	6,4	6,0	4,8	2,0	0,3	0,2	0,1
Olsztyn	0,1	•	0,4	1,2	3,8	4,2	4,6	3,4	1,4	0,3	0,1	0,1
Poznań	0,0	0,0	0,5	1,0	3,4	4,8	4,7	4,0	1,6	0,5	0,2	0,1
Przemysł	0,1	0,0	0,2	1,5	5,8	7,8	7,5	5,6	2,0	0,4	0,2	•
Suwałki	•	•	0,1	1,3	3,8	5,9	5,6	3,8	1,6	0,2	0,1	0,0
Szczecin	0,0	0,1	0,2	1,0	3,3	4,1	4,8	3,4	1,7	0,4	0,2	0,1
Śnieżka	0,0	•	0,2	1,2	5,2	6,8	6,0	5,5	1,9	0,4	0,1	0,0
Terespol	0,0	•	0,1	0,8	4,6	5,4	5,1	4,0	1,2	0,1	0,0	0,0
Toruń	0,0	0,0	0,2	1,4	4,2	5,4	5,2	4,1	1,8	0,3	0,1	0,0
Warszawa	0,1	0,1	0,4	1,6	4,6	5,8	6,0	4,8	1,8	0,5	0,2	0,0
Wieluń	0,0	0,1	0,2	1,4	4,8	5,6	5,5	4,8	1,6	0,4	0,1	0,1
Wrocław	•	0,1	0,3	1,0	3,5	5,0	4,6	3,6	1,3	0,3	0,0	0,0
Zamość	•	0,0	0,3	1,7	5,6	7,0	7,2	5,3	1,9	0,3	0,0	0,0
Zielona G.	0,1	0,1	0,2	1,6	4,0	5,3	5,6	4,9	2,0	0,2	0,2	0,1
Polska	0,03	0,04	0,2	1,3	4,3	5,6	5,6	4,4	1,7	0,3	0,1	0,06

Tabela 2. Liczba dni z burzą w poszczególnych porach roku (1951-1990)

Stacja	Wiosna			Lato			Jesień			Zima		
	min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr	min	max	śr
Białystok	0	13	6,2	7	28	15,7	0	6	2,1	0	1	0,1
Chojnice	0	11	5,1	5	25	13,7	0	7	2,1	0	2	0,2
Gdańsk	0	12	3,4	3	20	10,2	0	6	1,6	0	1	0,1
Kasprowy W.	2	24	8,3	12	36	23,1	0	7	2,7	0	2	0,3
Kielce	2	15	6,7	7	26	17,1	0	7	1,9	0	1	0,1
Kołobrzeg	0	11	4,0	4	18	11,3	0	8	3,4	0	5	0,4
Kraków	0	14	6,9	9	25	17,2	0	6	2,4	0	4	0,4
Olsztyn	0	14	5,3	5	20	12,2	0	5	1,7	0	2	0,2
Poznań	1	10	5,0	7	22	13,5	0	5	2,3	0	1	0,2
Przemysł	3	13	7,6	15	31	20,9	0	8	2,5	0	1	0,1
Suwałki	1	11	5,2	8	23	15,3	0	8	2,0	0	1	0,0
Szczecin	0	11	4,6	4	22	12,4	0	7	2,2	0	2	0,2
Śnieżka	2	15	6,6	6	27	18,3	1	5	2,3	0	1	0,1
Terespol	0	13	5,5	0	25	14,4	0	4	1,4	0	2	0,1
Toruń	1	14	5,7	6	24	14,7	0	7	2,2	0	1	0,1
Warszawa	0	14	6,7	10	25	16,6	0	7	2,5	0	2	0,2
Wieluń	2	14	6,5	5	24	16,0	0	6	2,0	0	3	0,2
Wrocław	0	12	4,9	4	23	13,6	0	6	1,6	0	2	0,1
Zamość	3	15	7,6	12	29	19,5	0	8	2,2	0	1	0,1
Zielona Góra	1	12	6,0	7	30	15,8	0	7	2,4	0	2	0,3
Polska	0	24	5,9	3	36	15,6	0	8	2,2	0	4	0,2

Prawdopodobnie ma to związek z typami występujących burz: frontalnymi i wewnątrzmasowymi. W klimacie umiarkowanym przejściowym, o dominującym wpływie mas powietrza kontynentalnego, przeważają burze lokalne – wewnątrzmasowe związane z wysoką temperaturą i dużą wilgotnością powietrza (tak właśnie jest we wschodniej Polsce). Z kolei zachodnia część Polski znajdująca się pod większym wpływem mas powietrza oceanicznego charakteryzuje się dużą frekwencją burz frontalnych. Powstają one na froncie chłodnym i zokludowanym, które przynoszą ze sobą niże, wędrujące nad Morzem Bałtyckim i Półwyspem Skandynawskim (więcej frontów przechodzi nad zachodnią, niż wschodnią częścią Polski).

Równocześnie, na wybrzeżu, przesunięcie okresu aktywności burzowej na jesień (połowa października) może wynikać z akumulacji ciepła przez powierzchnię Ziemi w ciągu lata (energii słonecznej) – przez morze i oddawaniu go atmosferze z pewnym opóźnieniem (jesienią). Jest to zgodne z mechanizmem powstawania burz termicznych, które potrzebują dostawy ciepła i pary wodnej z atmosfery, a pośrednio z nagrzanej powierzchni lądu lub wody.

W latach 1951-1990 największa aktywność burzowa wystąpiła w okresie od 1955 do 1968 roku w większości miejscowości (prócz siedmiu, położonych w południowej i wschodniej Polsce). Wyodrębniono lata o bardzo dużej i bardzo małej frekwencji dni burzowych. Latami bardzo burzowymi były: 1955, 1961, 1963, 1968 i 1972. Do lat o bardzo małej liczbie dni z burzą zaliczono: 1953, 1973 i 1976 r.

Zmiany cykliczne liczby dni z burzą

Innym rozwiązaniem problemu jest określenie cykliczności dni z burzą w latach 1951-1990 na podstawie kolejnych maksimów obecnych w seriach codziennych obserwacji i kolejnych lat.

Na terenie Polski dominują krótkie okresy codziennie występujących burz. Wyznaczone je z odstępów czasu między kolejnymi dniami o maksymalnej liczbie burz. Okresy 2-3 dniowe, 4-5 dniowe i powyżej 6 dni są uwarunkowane cyrkulacją atmosferyczną. W Polsce w sezonie burzowym (wiosna-jesień) zaznaczają się krótkie odstępy czasu między kolejnymi maksimami: od dwu do jedenastu lat. Najdłuższe cykle: 11-, 10-, 9-letnie występują jesienią (Gdańsk i Warszawa). Maksima liczby dni z burzą powtarzają się najczęściej co 2, 3 lub 4 lata (sporadycznie – co 11 lat). Najdłuższym cyklem w 4 miejscowościach był cykl czteroletni (Kasprowy Wierch, Zamość Białystok i Zielona Góra), na 12 – pięcioletni. W Olsztynie i Wrocławiu najdłuższy cykl wynosi 6 lat, w Krakowie – 8 lat, a w Toruniu – 9 lat.

W badanym 40-leciu wykryto okresy dni z burzą (tzw. ciągi dni burzowych). Najkrótszy trwał 2 dni (występował we wszystkich miejscowościach), a najdłuższy 11 dni – w Tatrach, na Kasprowym Wierchu (31 maja – 10 czerwca 1960).

We wszystkich badanych miejscowościach wystąpiły co najmniej 5-dniowe ciągi dni burzowych. Okresy te były najdłuższe na wybrzeżu Polski (Szczecin, Kołobrzeg, Gdańsk), na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań), na Nizinie Śląskiej (Wrocław) i Mazowieckiej (Warszawa) oraz przy wschodniej granicy Polski (Terespol). Najdłuższe ciągi dni burzowych stanowią od 0,6% do 3,3% ogólnej liczby dni burzowych, jaka wystąpiła w całej Polsce.

Średnia liczba dni z burzą jest najmniejsza na wybrzeżu Polski: w Gdańsku (15,4 dni) i w Kołobrzegu (19,0). W pasie nizin wynosi ona poniżej 25 dni (np. Poznań – 21,0 dni, Białystok – 24,2). Wyjątek stanowi obszar Niziny Mazowieckiej (Warszawa – 26,1 dni), gdzie średnia liczba dni burzowych zbliżona jest do liczby dni charakterystycznej dla terenów wyżynnych (Kielce – 25,8 dni, Kraków – 26,9 dni i Zamość – 29,4 dni). W Karpatach i na Pogórzu Karpackim średnia liczba dni z burzą wynosi ponad 30: na Kasprowym Wierchu – 34,4 a w Przemyślu – 31,1 dni.

Maksymalna liczba dni z burzą w roku w Polsce waha się od 26 w Gdańsku aż do 55 na Kasprowym Wierchu. Powyżej 35 dni z burzą występuje w środkowej, wschodniej i południowo-zachodniej Polsce. Natomiast najmniejsza liczba dni z burzą występuje wokół Zatoki Szczecińskiej (Szczecin – 30 dni) i Zatoki Gdańskiej (Gdańsk – 26 dni). Mała liczba dni z burzą występuje również na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań – 31 dni) i we wschodniej części Niziny Śląskiej (Wrocław – 31 dni), czyli w zachodniej Polsce, charakteryzującej się większymi wpływami klimatu oceanicznego.

Zwiększenie częstości występowania dni burzowych z północy na południe Polski związane jest przede wszystkim ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Ponadto niższa temperatura i mniejsza wilgotność powietrza w wyższych szerokościach geograficznych nie sprzyjają powstawaniu burz – podobnie jest w całej Europie.

Najdłuższy okres występowania dni z burzą wynosi 336 dni z Warszawy (1975 r.), najkrótszy zaś, trwa 61 dni w Kołobrzegu (1959 r.).

Pierwsze burze wiosenne najwcześniej pojawiają się w marcu, a najpóźniej w początkach maja. Średnia data początku wzmożonej aktywności burzowej na badanym obszarze waha się między 1 kwietnia (Kraków, Warszawa i Zielona Góra) a 26 kwietnia (Terespol). Średni początek działalności burzowej w Polsce przypada na 13 kwietnia (na podstawie danych z 20 stacji meteorologicznych).

Ostatnie dni z burzą najwcześniej występują po 24 lipca, a najpóźniej – 31 grudnia. W Polsce średnia data końca okresu burzowego przypada 30 września. Jednak w różnych regionach kraju zakres wahań obejmuje miesiąc, od 19 września w Terespole do 19 października w Kołobrzegu. Na zachodnich krańcach Polski i w górach oraz na Nizinie Mazowieckiej, wzmożona aktywność burzowa kończy się średnio w październiku. Na pozostałym terenie, im dalej na wschód, tym wcześniej kończy się okres aktywności burzowej (we wrześniu).

Prawdopodobnie ma to związek z typami występujących burz: frontalnymi i wewnątrzmasowymi. W klimacie umiarkowanym przejściowym, o dominującym wpływie mas powietrza kontynentalnego, przeważają burze lokalne – wewnątrzmasowe związane z wysoką temperaturą i dużą wilgotnością powietrza (tak właśnie jest we wschodniej Polsce). Z kolei zachodnia część Polski znajdująca się pod większym wpływem mas powietrza oceanicznego charakteryzuje się dużą frekwencją burz frontalnych. Powstają one na froncie chłodnym i zokludowanym, które przynoszą ze sobą niżę, wędrującą nad Morzem Bałtyckim i Półwyspem Skandynawskim (więcej frontów przechodzi nad zachodnią, niż wschodnią częścią Polski).

Równocześnie, na wybrzeżu, przesunięcie okresu aktywności burzowej na jesień (półowa października) może wynikać z akumulacji ciepła przez powierzchnię Ziemi w ciągu lata (energii słonecznej) – przez morze i oddawaniu go atmosferze z pewnym opóźnieniem (jesienią). Jest to zgodne z mechanizmem powstawania burz termicznych,

które potrzebują dostawy ciepła i pary wodnej z atmosfery, a pośrednio z nagrzanej powierzchni lądu lub wody.

W latach 1951-1990 największa aktywność burzowa wystąpiła w okresie od 1955 do 1968 roku w większości miejscowości (prócz siedmiu, położonych w południowej i wschodniej Polsce). Wyodrębniono lata o bardzo dużej i bardzo małej frekwencji dni burzowych. Latami bardzo burzowymi były: 1955, 1961, 1963, 1968 i 1972. Do lat o bardzo małej liczbie dni z burzą zaliczono: 1953, 1973 i 1976 r.

Tendencje zmian aktywności burzowej w Polsce

Tendencje liczby dni z burzą (współczynniki a) w Polsce określono równaniami prostych regresji:

$$L_{DB} = a_0 + at$$

Tendencje dni z burzą są ujemne ($a < 0$) w 13 regionach (na Pobrzeżu Szczecińskim, Pobrzeżu Słowińskim, Pobrzeżu Gdańskim, Pojezierzu Pomorskim, Pojezierzu Mazurskim: Olsztyn i Suwałki, w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej, na Wzniesieniach Zielonogórskich, Nizinie Mazowieckiej, Wyżynie Wieluńskiej, Pogórze Podkarpackim: Przemyśl, w Karkonoszach i Tatrach), a w 7 – dodatnie – $a > 0$ (na Nizinie Podlaskiej, Pojezierzu Wielkopolskim, Polesiu Podlaskim, w Górach Świętokrzyskich, na Nizinie Śląskiej, Pogórze Podkarpackim: Kraków oraz Wyżynie Lubelskiej).

Największy spadek liczby dni z burzą występuje w wysokich górach: Karkonoszach i Tatrach, wynosi on odpowiednio na Śnieżce -8,2 dni z burzą a na Kasprowym Wierchu -8,12 dni burzowych w ciągu 40 lat.

Dużym spadkiem (od -6 do -8 dni) liczby dni z burzą w badanym 40-leciu szczególnie wyróżniają się obszary górskie i zachodnie regiony Polski, a małym spadkiem liczby dni z burzą (od -0,2 do -1 dnia) charakteryzuje północno- i południowo-wschodnią i środkową część Polski.

Największy wzrost liczby dni z burzą, sięgający powyżej 6 dni w ciągu 40 lat, wystąpił w Górach Świętokrzyskich (6,6 dni z burzą na 40 lat), oraz na Nizinie Śląskiej (6,32 dni burzowych podczas 40 lat).

W siedmiu miejscowościach (Poznań, Wrocław, Kielce, Kraków, Białystok, Terespol i Zamość), o znacznej tendencji rosnącej dni z burzą w badanych latach 1951-1990 (wschodnia, środkowa i południowa część Polski, oprócz terenów wysokogórskich w Tatrach i Sudetach) zagrożenie stratami spowodowanymi przez burze (a zwłaszcza przez towarzyszące im pioruny, silny wiatr i gradobicie) jest duże. Ten wzrost aktywności burzowej można tłumaczyć wpływem czynników naturalnych – silniejszym oddziaływaniem kontynentalnych mas powietrza na tych terenach (wschodnia i południowo-wschodnia Polska), czyli zwiększeniem liczby burz wewnątrzmasowych. W przypadku dużych miast w zachodniej i południowej Polsce (Wrocław, Poznań, Kraków) zwiększonej liczbie dni burzowych (raczej wewnątrzmasowych, niż frontalnych) sprzyja silnie rozwinięta konwekcja nad rozgrzаныmi, betonowymi powierzchniami budynków i ulic, oraz intensywny rozwój aglomeracji miejskiej emitującej sztuczne ciepło do atmosfery, czyli wpływ czynników antropogenicznych i jednocześnie naturalnych (położenie fizycznogeograficzne tych miast w sąsiedztwie obszarów będących dodatkowym źródłem pary wodnej – rzek, bagien i jezior).

Stwierdzono także niewielki spadek liczby dni z burzą w Warszawie w sezonie późnowiosennym i letnim (-4 dni/40 lat). Jest on związany z dość znacznym spadkiem udziału cyrkulacji zachodniej (-8,13 dni/30 lat) i dużym wzrostem cyrkulacji wschodniej (10,47 dni/30 lat) w ogólnej cyrkulacji atmosferycznej. Zmniejszona liczba dni z burzą występuje przy większym ciśnieniu atmosferycznym w okresie późnowiosennym oraz mniejszym w miesiącach letnich. W 30-leciu 1951-1980 średnia temperatura powietrza w Warszawie wykazuje bardzo małą tendencję spadkową, ale już w latach 1966-1995 jest ona dodatnia.

Temperatura maksymalna w późniejszym 30-leciu również charakteryzuje się tendencją wzrostową. W przypadku Warszawy, tj. wielkiej aglomeracji miejskiej zaobserwowano jednak niewielki spadek aktywności burzowej w badanym 40-leciu. Miejska wyspa ciepła (antropogeniczny wzrost temperatury powietrza) i mniejsza wilgotność powietrza w Warszawie, są prawdopodobnie przyczyną tego spadku. Ponadto z prognozy na lata 1991-2025 potwierdzonych przez obserwacje wynika, że w latach 90-tych nastąpił wzrost liczby dni z burzą, do wartości zbliżonej do przeciętnej w Warszawie.

Prognoza dni z burzą w latach 2000-2025

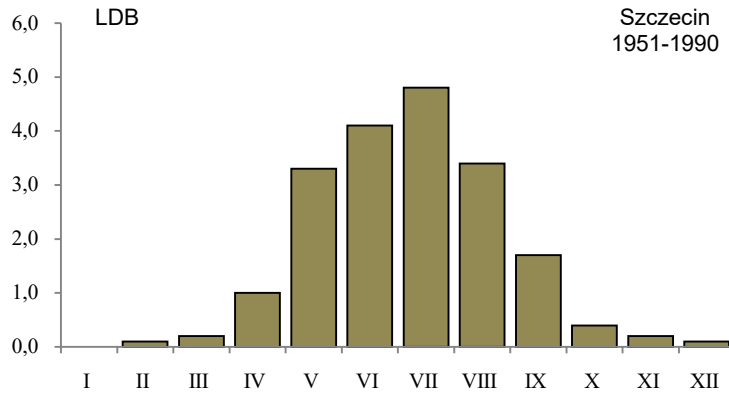
Z prognoz liczby dni z burzą w trzech regionach Polski: Tatry, Nizina Mazowiecka i Północne Karpaty wynika, że możemy spodziewać się zwiększonej liczby dni z burzą w latach od 2014 do 2016 i 2020 roku. Natomiast mniej burz prawdopodobnie pojawi się w dwóch regionach: na Nizinie Mazowieckiej i Północnym Karpaty w latach 2009-2013, a we wszystkich trzech – od 2017 do 2019 roku.

Z prognoz wynika, że spośród 20 miejscowości – w 11 z nich można się spodziewać zwiększonej liczby dni z burzą w kilkuletnich przedziałach czasu: 2002-2003, 2014-2016 r. i w końcu prognozowanego 35-lecia (Białystok, Chojnice, Gdańsk, Kołobrzeg, Kraków, Śnieżka, Toruń, Wieluń, Wrocław, Zamość, Zielona Góra).

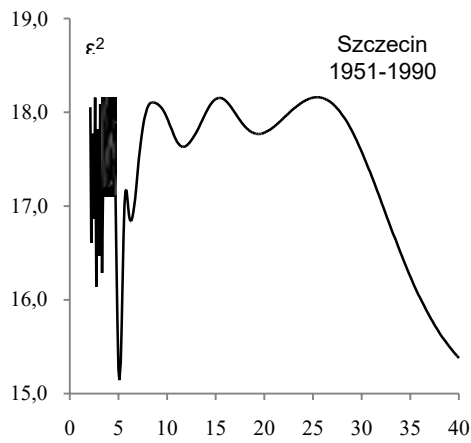
Zmniejszonej aktywności burzowej możemy spodziewać się na początku, w środku i na końcu prognozowanego 35-lecia, a w 5 miejscowościach: na Kasprowym Wierchu, w Przemyślu, we Wrocławiu, w Terespolu i Olsztynie.

W większości miejscowości w Polsce prognozowane maksima dni burzowych (po roku 1991) przypadają na lata: 2004 (11 miejscowości), 2005 (10 miejscowości), 2018 (13 miejscowości), 2020 (14 miejscowości) i 2021 (13 miejscowości).

Przebiegi roczne, widma, cykle, tendencje oraz prognozy zmian liczby dni z burzą do 2025 roku (według danych z 10 stacji meteorologicznych) przedstawiono na rys. 7-38 i tab. 3-12.



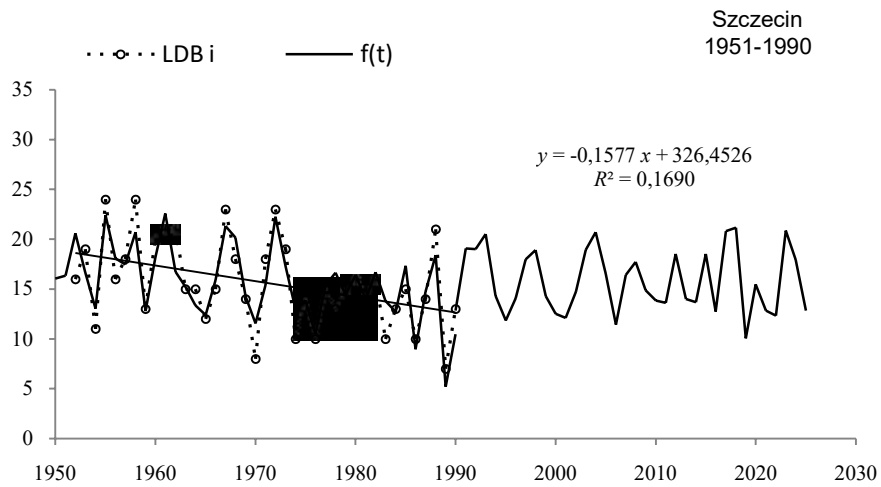
Rys. 7. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Szczecinie w latach 1951-1990
Fig. 7. Annual course of the numbers of days with storm in Szczecin in years 1951-1990



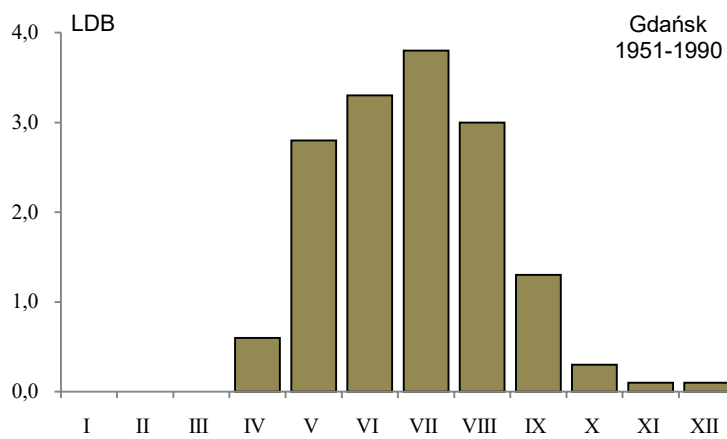
Rys. 8. Widmo liczby dni z burzą w Szczecinie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 8. Spectrum of numbers of the days with storm in Szczecin in years 1951-1990 – year

Tabela 3. Cykle liczby dni z burzą w Szczecinie w latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)
Table 3. The cycles of the numbers of days with storm in Szczecin in years 1951-1990 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

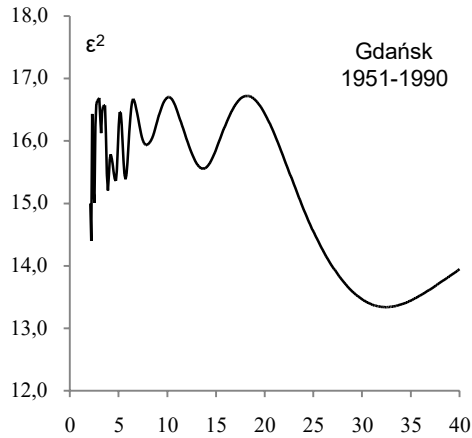
Θ	b	c	ε^2	R
2,5	1,37	1,3802	16,863	0,273
2,7	1,63	0,0875	16,141	0,338
3,0	1,132	-1,9768	16,469	0,31
3,3	1,471	-0,6886	16,288	0,326
4,0	1,098	1,6746	17,228	0,233
5,1	2,513	-2,8497	15,143	0,411
6,2	2,086	-0,005	16,841	0,275
11,6	1,191	2,7087	17,634	0,179
19,4	0,042	-2,799	17,77	0,157



Rys. 9. Zmiany liczby dni z burzą w Szczecinie (1951-2025); *LDBi* – wartości zmierzone, *f(t)* – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025
Fig. 9. Changes of the numbers of days with storm in Szczecin in years 1951-2025; *LDBi* – measured values, *f(t)* – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 10. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Gdańsku w latach 1951-1990
Fig. 10. Annual course of the numbers of days with storm in Gdańsk in years 1951-1990



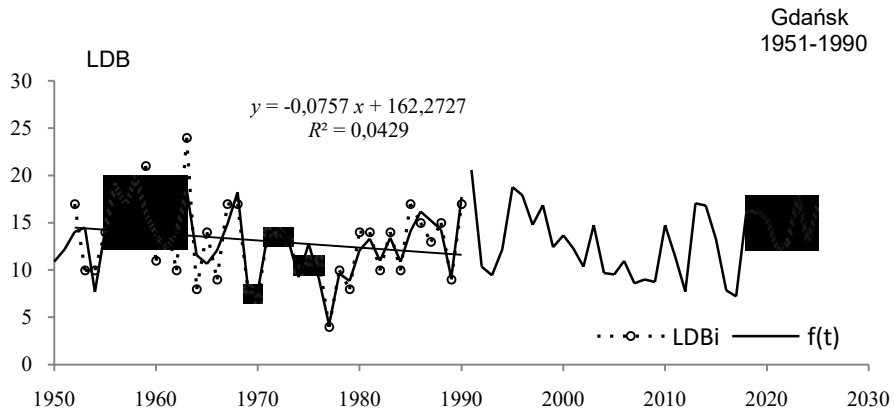
Rys. 11. Widmo liczby dni z burzą w Gdańsku w latach 1966-2000 – rok

Fig. 11. Spectrum of numbers of the days with storm in Gdańsk in years 1951-1990 – year

Tabela 4. Cykle liczby dni z burzą w Gdańsku w latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

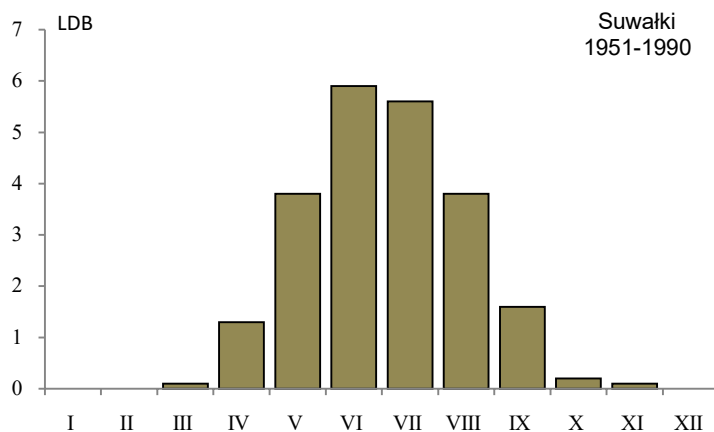
Table 4. The cycles of the numbers of days with storm in Gdańsk in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,5	1,775	0,3381	15,007	0,320
3,2	1,003	0,7690	16,125	0,189
3,9	1,960	-1,3629	15,209	0,301
4,7	1,927	-1,8794	15,363	0,285
5,7	1,576	-0,1081	15,388	0,282
7,8	1,344	1,6815	15,936	0,217
13,7	1,341	2,3195	15,557	0,264
32,4	2,469	-1,4463	13,339	0,450



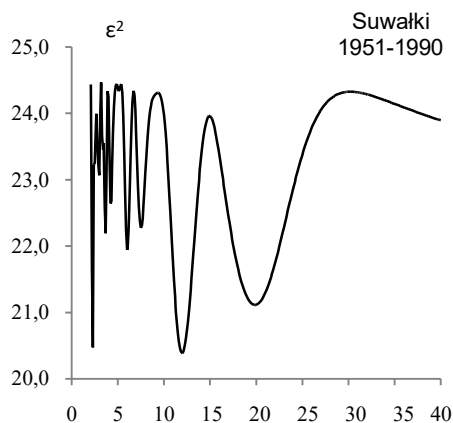
Rys. 12. Zmiany liczby dni z burzą w Gdańsku (1951-2025); $LDBi$ – wartości zmierzone, $f(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025

Fig. 12. Changes of the numbers of days with storm in Gdańsk in years 1951-2025); $LDBi$ – measured values, $f(t)$ – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 13. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Suwałkach w latach 1951-1990

Fig. 13. Annual course of the numbers of days with storm in Suwałki in years 1951-1990



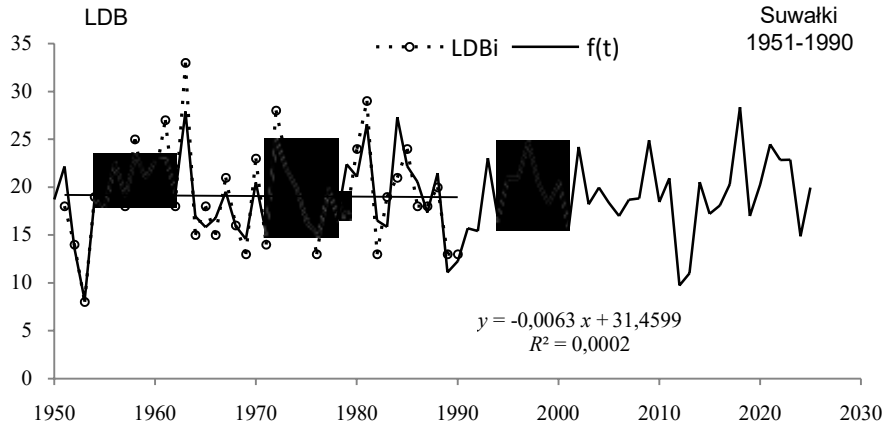
Rys. 14. Widmo liczby dni z burzą w Suwałkach w latach 1966-2000 – rok

Fig. 14. Spectrum of numbers of the days with storm in Suwałki years 1951-1990 – year

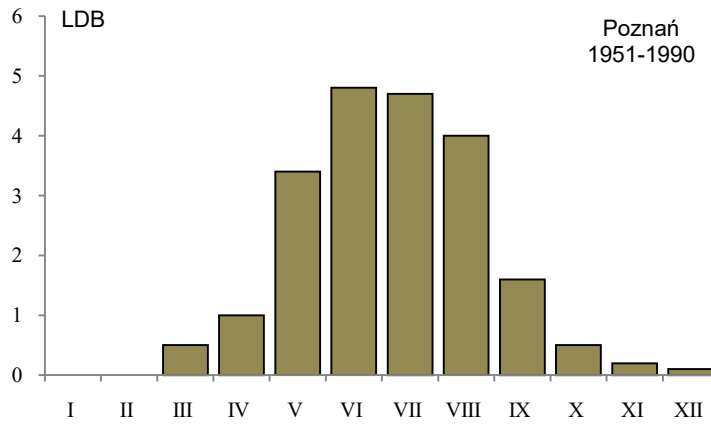
Tabela 4 Cykle liczby dni z burzą w Gdańsku w latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

Table 4. The cycles of the numbers of days with storm in Gdańsk in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

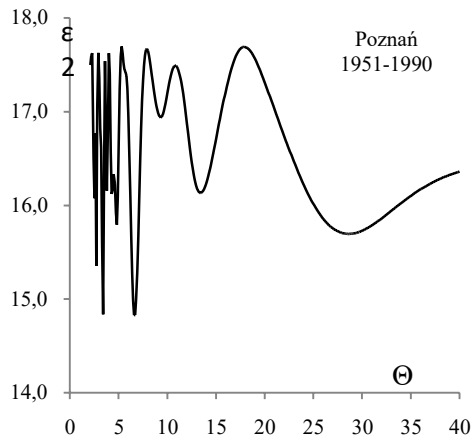
Θ	b	c	ε^2	R
2,3	2,795	-1,2747	20,475	0,406
3,0	1,471	-1,2662	23,067	0,243
3,4	1,044	-1,6892	23,459	0,208
3,7	1,447	-0,592	22,192	0,308
4,2	1,568	-1,4108	22,644	0,277
5,1	0,367	3,0334	24,335	0,087
6,0	1,66	2,1251	21,944	0,324
7,5	1,677	2,2125	22,275	0,303
12	2,329	-0,4692	20,389	0,41
19,9	1,987	-1,7163	21,115	0,373



Rys. 15. Zmiany liczby dni z burzą w Suwałkach (1951-2025); *LDBi* – wartości zmierzone, *f(t)* – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025
Fig. 15. Changes of the numbers of days with storm in Suwałki in years 1951-2025); *LDBi* – measured values, *f(t)* – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 16. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Poznaniu w latach 1951-1990
Fig. 16. Annual course of the numbers of days with storm in Poznań in years 1951-1990



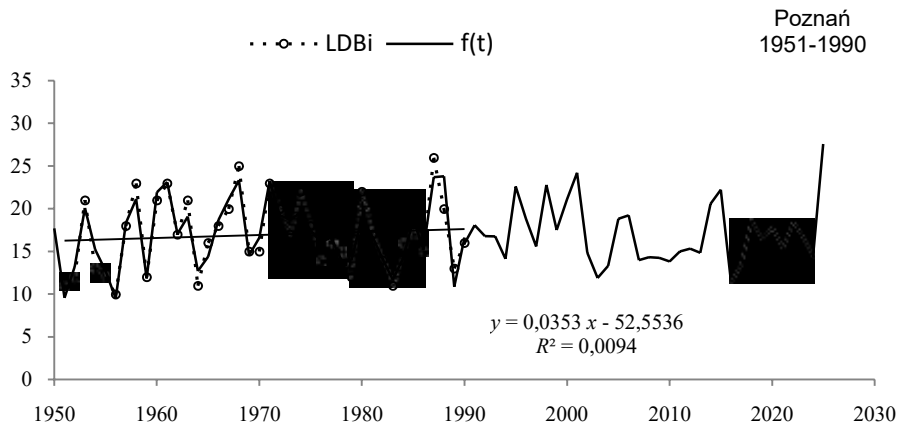
Rys. 17. Widmo liczby dni z burzą w Poznaniu w latach 1966-2000 – rok

Fig. 17. Spectrum of numbers of the days with storm in Poznań years 1951-1990 – year

Tabela 6. Cykle liczby dni z burzą w Poznaniu-latach 1951-1990– rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

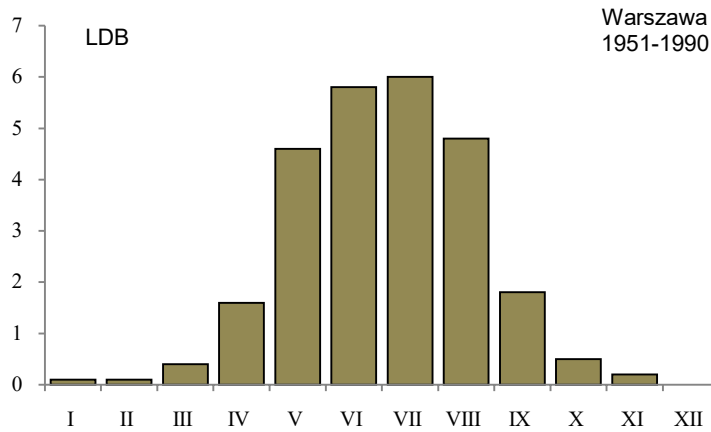
Table 6. The cycles of the numbers of days with storm in Poznań in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,5	1,467	0,8385	16,077	0,303
2,7	1,878	1,1163	15,353	0,364
3,4	2,073	-2,3699	14,837	0,402
3,8	0,991	1,5356	16,154	0,296
4,3	1,149	-0,3819	16,121	0,299
4,8	1,761	2,9028	15,792	0,328
6,6	1,989	1,3604	14,825	0,403
9,3	1,037	-3,1198	16,938	0,207
13,4	1,397	0,1757	16,131	0,298
28,6	1,860	2,8258	15,895	0,337

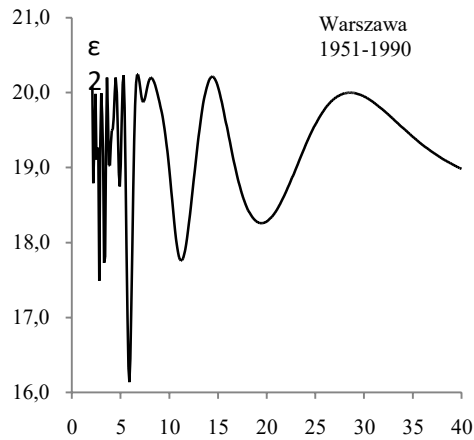


Rys. 18. Zmiany liczby dni z burzą w Poznaniu (1951-2025); $LDBi$ – wartości zmierzone, $f(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025

Fig. 18. Changes of the numbers of days with storm in Poznań in years 1951-2025); $LDBi$ – measured values, $f(t)$ – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



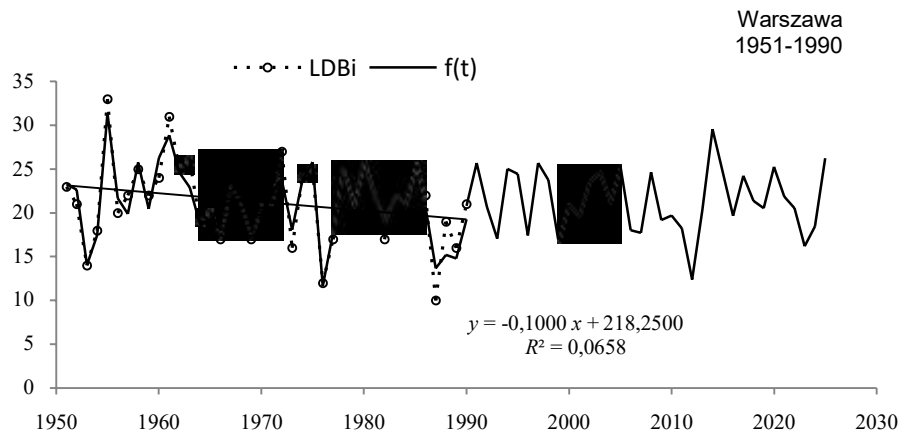
Rys. 19. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1951-1990
Fig. 19. Annual course of the numbers of days with storm in Warsaw in years 1951-199



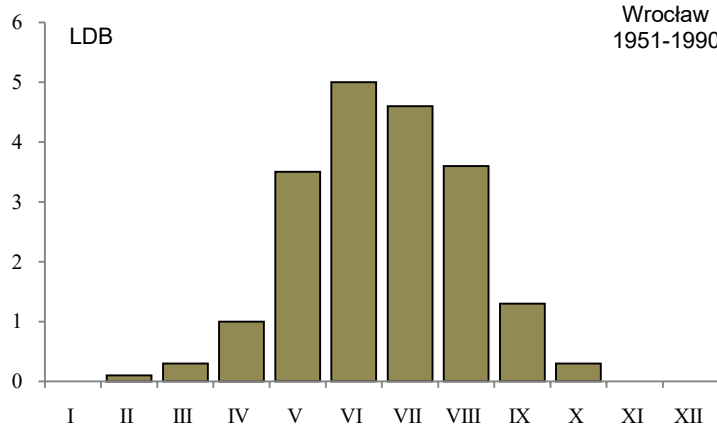
Rys. 20. Widmo liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 20. Spectrum of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1951-1990 – year

Tabela 7. Cykle liczby dni z burzą w Warszawie latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)
Table 7. The cycles of the numbers of days with storm in Warsaw years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

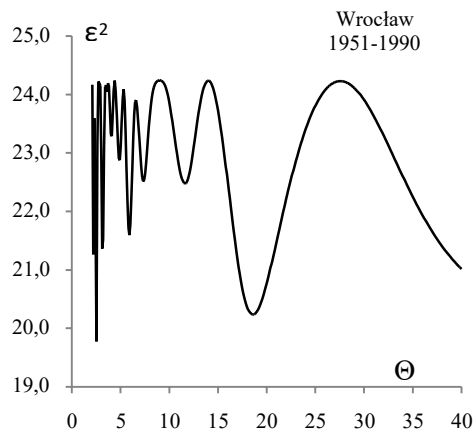
Θ	b	c	ε^2	R
2,5	1,322	1,3687	19,108	0,238
2,8	2,349	0,2005	17,491	0,370
3,3	2,102	-0,7098	17,73	0,353
3,9	1,359	-0,2861	19,029	0,246
4,9	1,246	1,1882	18,751	0,273
5,9	2,513	-1,2438	16,138	0,451
7,3	0,28	2,1583	19,872	0,138
11,2	1,842	1,5647	17,757	0,351
19,5	1,258	-1,7173	18,257	0,314



Rys. 21. Zmiany liczby dni z burzą w Warszawie (1951-2025); *LDBi* – wartości zmierzone, *f(t)* – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025
Fig. 21. Changes of the numbers of days with storm in Warsaw in years 1951-2025); *LDBi* – measured values, *f(t)* – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 22. Przebieg roczny liczby dni z burzą we Wrocławiu w latach 1951-1990
Fig. 22. Annual course of the numbers of days with storm in Wrocław in years 1951-1990



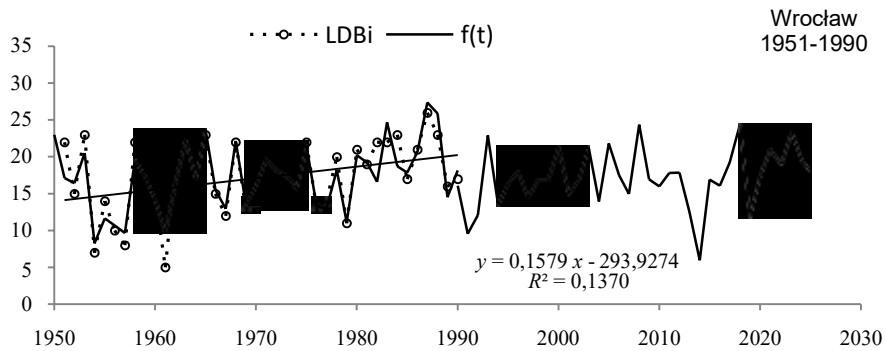
Rys. 23. Widmo liczby dni z burzą we Wrocławiu w latach 1966-2000 – rok

Fig. 23. Spectrum of numbers of the days with storm in Wrocław years 1951-1990 – year

Tabela 8. Cykle liczby dni z burzą we Wrocławiu latach 1951-1990– rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji

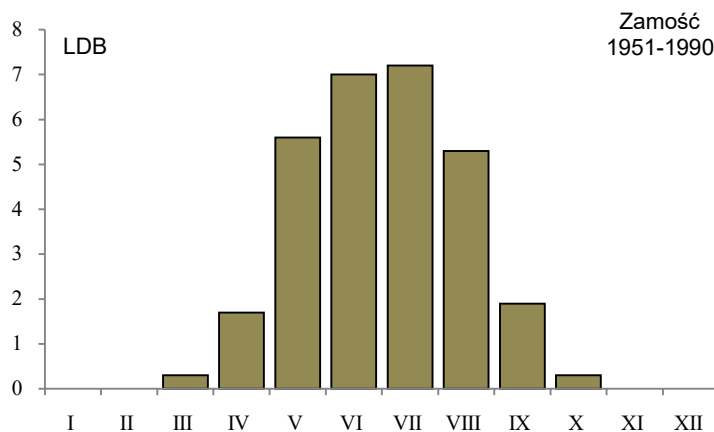
Table 8. The cycles of the numbers of days with storm in Wrocław years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient

Θ	b	c	ε^2	R
2,5	3,040	0,7862	19,779	0,429
3,1	2,609	2,0516	21,365	0,344
3,6	0,541	3,0770	24,048	0,089
4,1	1,222	2,9577	23,289	0,198
4,9	1,177	-2,7008	22,876	0,237
5,9	1,901	2,4345	21,594	0,330
7,3	1,601	0,1014	22,512	0,267
11,6	1,611	0,6861	22,476	0,270
18,6	2,023	-3,0137	20,234	0,400

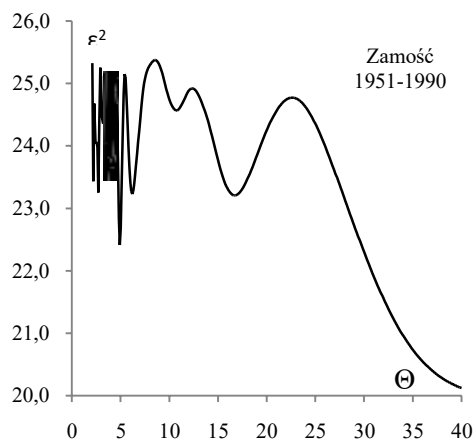


Rys. 24. Zmiany liczby dni z burzą we Wrocławiu (1951-2025); $LDBi$ – wartości zmierzone, $f(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025

Fig. 24. Changes of the numbers of days with storm in Wrocław in years 1951-2025); $LDBi$ – measured values, $f(t)$ – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



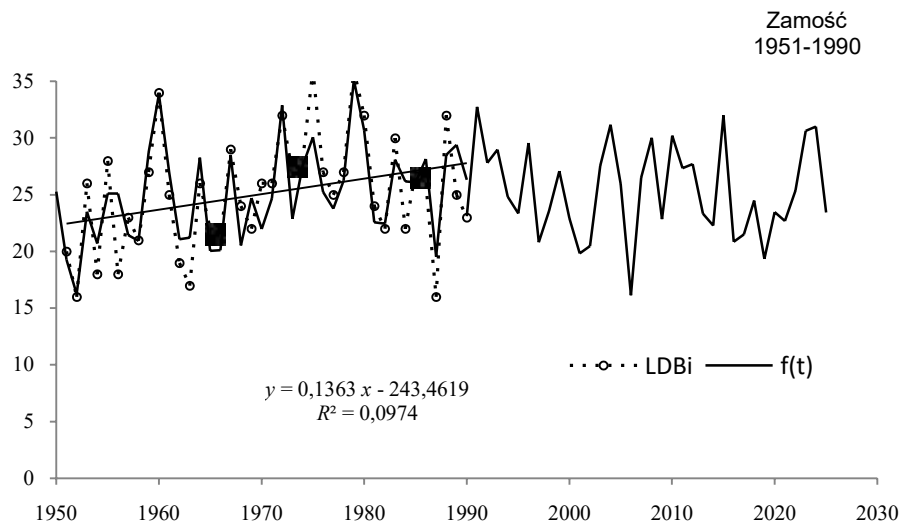
Rys. 25. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Zamościu w latach 1951-1990
Fig. 25. Annual course of the numbers of days with storm in Zamość in years 1951-1990



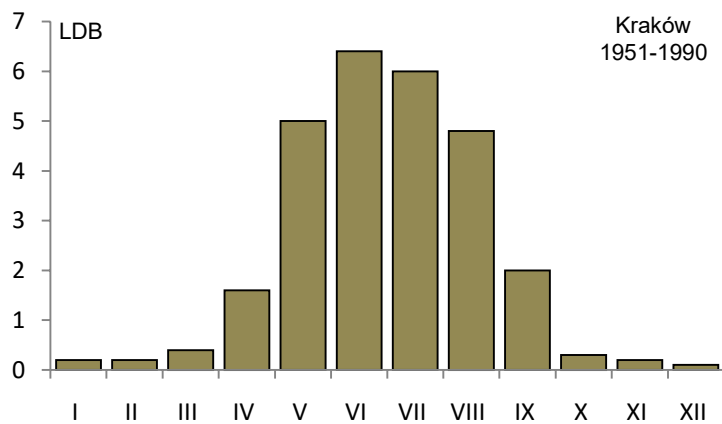
Rys. 26. Widmo liczby dni z burzą w Zamościu w latach 1966-2000 – rok
Fig. 26. Spectrum of numbers of the days with storm in Zamość years 1951-1990 – year

Tabela 9. Cykle liczby dni z burzą w Zamościu w latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)
Table 9. The cycles of the numbers of days with storm in Zamość years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

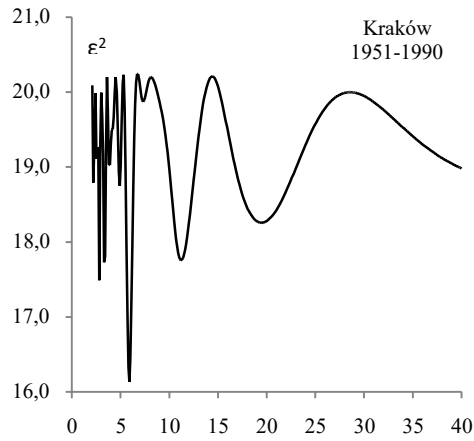
Θ	b	c	ε^2	R
2,4	1,884	-1,8634	24,035	0,233
2,7	2,214	-0,7468	23,255	0,291
3,2	1,095	-1,5078	24,36	0,203
3,6	1,623	-2,1428	23,468	0,276
4,0	2,292	2,269	23,678	0,261
4,9	1,779	1,8783	22,411	0,344
6,2	1,961	0,5397	23,226	0,293
10,7	1,055	1,0406	24,568	0,182
16,7	2,072	-0,2005	23,206	0,295



Rys. 27. Zmiany liczby dni z burzą w Zamościu(1951-2025); *LDBi* – wartości zmierzone, *f(t)* – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025
Fig. 27. Changes of the numbers of days with storm in Zamość in years 1951-2025; *LDBi* – measured values, *f(t)* – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 28. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1951-1990
Fig. 28. Annual course of the numbers of days with storm in Cracowin years 1951-199



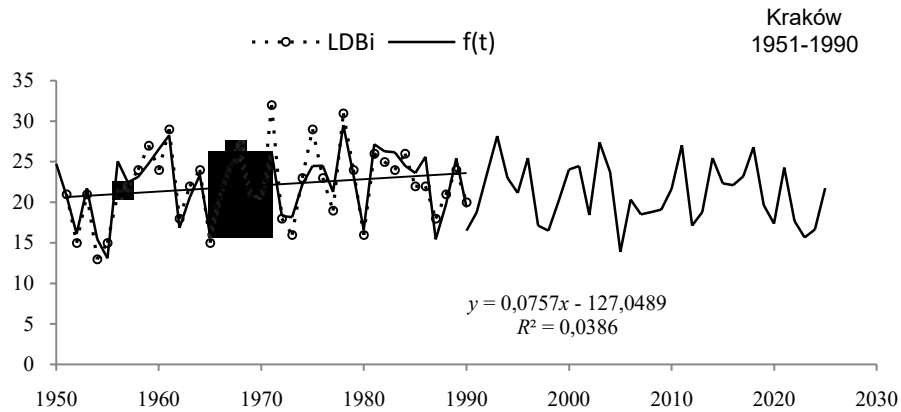
Rys. 29. Widmo liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 29. Spectrum of numbers of the days with storm in Cracow 1951-1990 – year

Tabela 10. Cykle liczby dni z burzą w Krakowie lw latach 1951-1990– rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

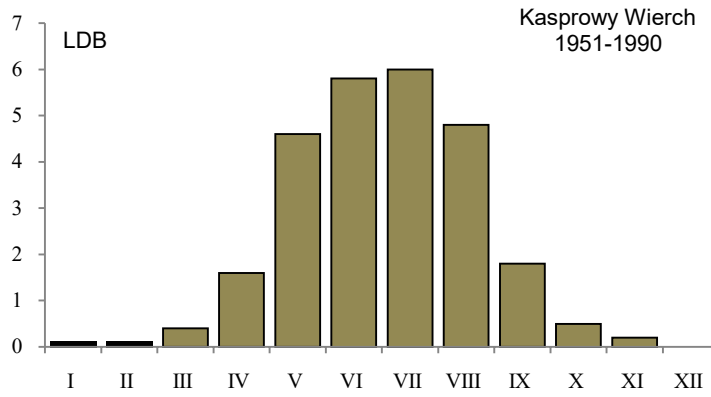
Table 10. The cycles of the numbers of days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,5	2,262	-0,8414	16,523	0,405
2,8	0,895	-1,3258	18,861	0,213
3,6	3,418	-1,571	13,972	0,541
5,5	0,753	-1,7023	19,568	0,099
6,5	0,641	1,5092	19,449	0,125
8,5	2,305	-1,474	17,545	0,335
11,2	1,597	2,0873	17,821	0,313
18,1	1,345	-0,5678	17,927	0,305

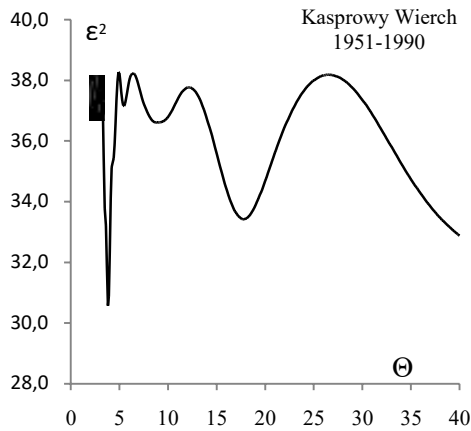


Rys. 30. Zmiany liczby dni z burzą w Krakowie (1951-2025); $LDBi$ – wartości zmierzone, $f(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025

Fig. 30. Changes of the numbers of days with storm in Cracow in years 1951-2025); $LDBi$ – measured values, $f(t)$ – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 31. Przebieg roczny liczby dni z burzą na Kasprowym Wierchu w latach 1951-1990
Fig. 31. Annual course of the numbers of days with storm in Kasprowy Wierch in years 1951-1990

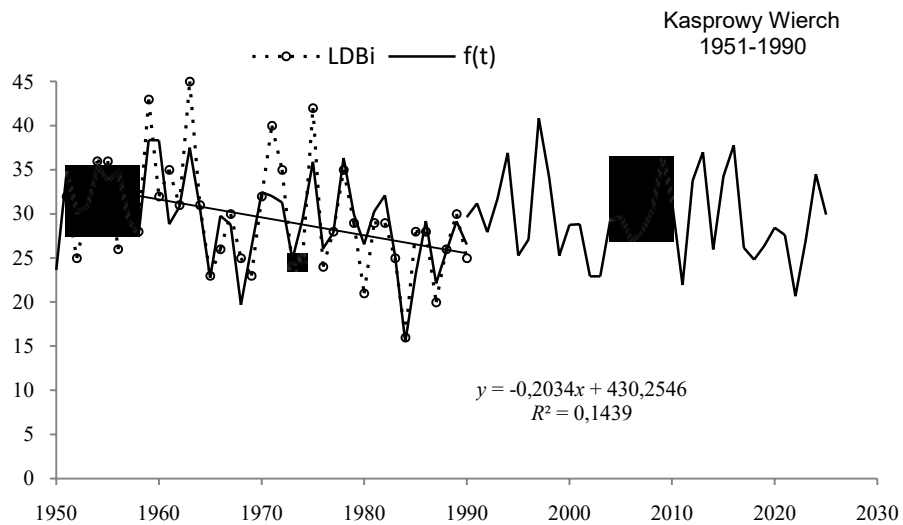


Rys. 32. Widmo liczby dni z burzą na Kasprowym Wierchu w latach 1966-2000 – rok
Fig. 32. Spectrum of numbers of the days with storm in Kasprowy Wierch in 1951-1990 – year

Tabela 11. Cykle liczby dni z burzą na Kasprowym Wierchu w latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

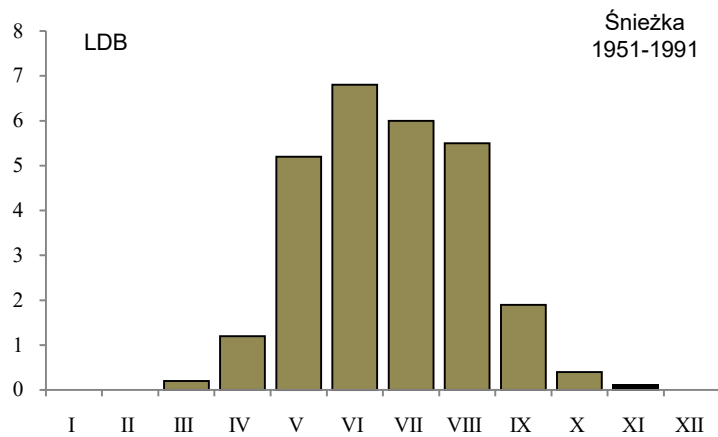
Table 11. The cycles of the numbers of days with storm in Kasprowy Wierch in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,7	1,732	-1,3672	36,993	0,185
2,9	1,268	2,6222	37,269	0,164
3,1	2,195	-0,0315	36,706	0,204
3,8	4,386	-2,1295	30,576	0,449
5,5	1,606	-0,1765	37,153	0,173
8,9	1,985	-1,3597	36,612	0,210
17,8	2,901	1,3046	33,424	0,357



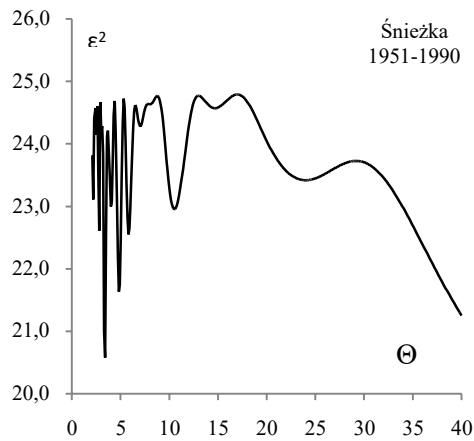
Rys. 33. Zmiany liczby dni z burzą na Kasprowym Wierchu (1951-2025); *LDBi* – wartości zmierzone, *f(t)* – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025

Fig. 33. Changes of the numbers of days with storm in Kasprowy Wierch in years 1951-2025); *LDBi* – measured values, *f(t)* – calculated values), with forecast for the years 1991-2025



Rys. 34. Przebieg roczny liczby dni z burzą na Śnieżce w latach 1951-1990

Fig. 34. Annual course of the numbers of days with storm in Śnieżka in years 1951-199



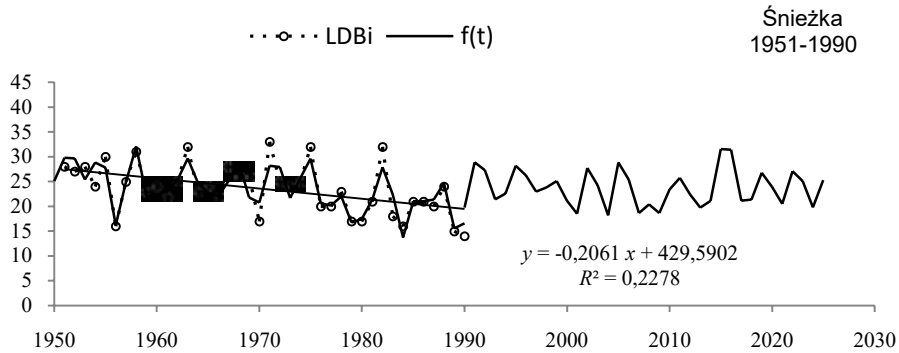
Rys. 35. Widmo liczby dni z burzą na Śnieżce w latach 1966-2000 – rok

Fig. 35. Spectrum of numbers of the days with storm in Śnieżka in 1951-1990 – year

Tabela 12. Cykle liczby dni z burzą na Śnieżce w latach 1951-1990 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

Table 12. The cycles of the numbers of days with storm in Śnieżka in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

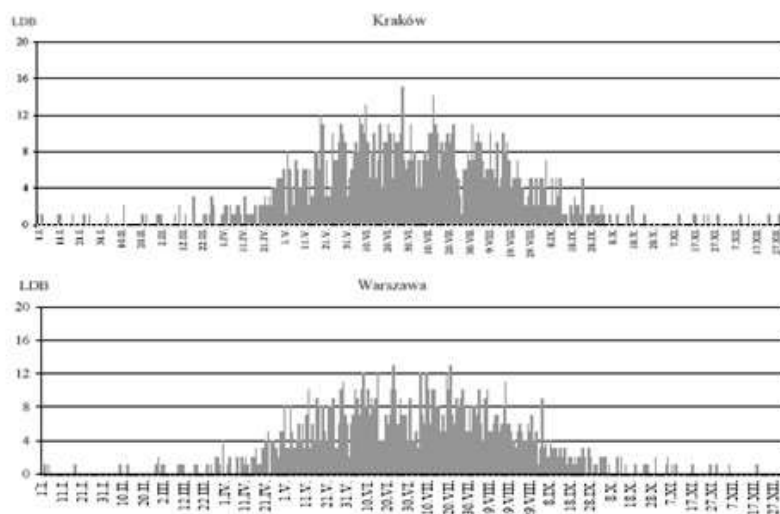
Θ	b	c	ε^2	R
2,5	1,116	1,1109	24,153	0,167
2,8	1,608	0,9789	22,607	0,300
3,0	0,447	-1,6571	24,218	0,159
3,4	2,797	2,7087	20,577	0,415
4,0	1,867	-2,8702	22,998	0,273
4,8	2,353	2,2534	21,637	0,360
5,8	1,300	-2,0442	22,554	0,304
7,0	0,717	0,8405	24,28	0,151
8,0	0,579	-2,8038	24,635	0,093
10,5	1,246	2,0865	22,953	0,276
14,7	0,410	0,3550	24,571	0,106
24,0	1,353	0,9555	23,419	0,240



Rys. 36. Zmiany liczby dni z burzą na Śnieżce (1951-2025); $LDBi$ – wartości zmierzone, $f(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2025

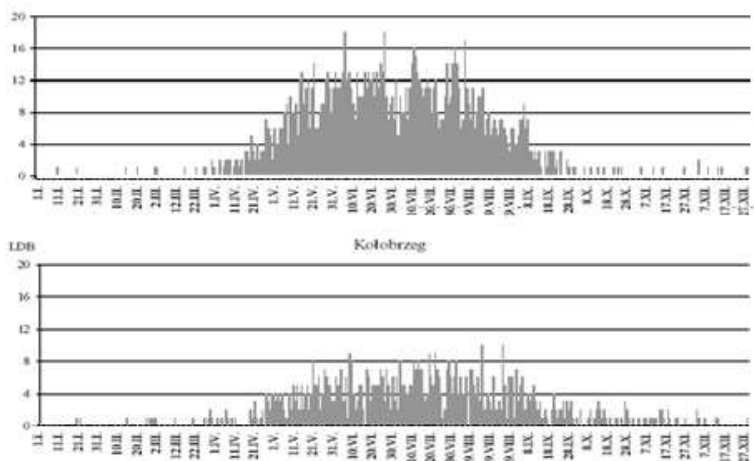
Fig. 36. Changes of the numbers of days with storm in Śnieżka in years 1951-2025); $LDBi$ – measured values, $f(t)$ – calculated values), with forecast for the years 1991-2025

**Liczba dni z burzą w przebiegu rocznym w 40-leciu 1951-1990
(Kraków, Warszawa, Kasprowy Wierch, Kołobrzeg; rys. 37-38)**



Rys. 37. Liczba dni z burzą w przebiegu rocznym w 40-leciu 1951-1990 w Krakowie i Warszawie

Kasprowy Wierch



Rys. 38. Liczba dni z burzą w przebiegu rocznym w 40-leciu 1951-1990 na Kasprowym Wierchu i w Kołobrzegu

3.3. Zmienność aktywności burzowej w niektórych regionach geograficznych Polski

Katarzyna Grabowska
(Prace i Studia Geograficzne, t. 29, s.181-190)

Celem pracy jest określenie cykliczności burz w Polsce, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu rocznego i zmienności z roku na rok, oraz związków występowania burzy z typami cyrkulacji i wybranymi elementami meteorologicznymi. Materiały źródłowe obejmują okres 40-letni 1951-1990, z 20 stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Wyniki badań przedstawiono graficznie na przykładzie Kołobrzegu, Warszawy i Kasprowego Wierchu.

Cechą charakterystyczną rozkładu przestrzennego zjawiska burz, widoczną już przy 20 stacjach, jest stopniowy wzrost liczby dni z burzą z północy na południe Polski. Średnia liczba dni z burzą jest najmniejsza na wybrzeżu Polski w Gdańsku (15,4 dni) i w Kołobrzegu (19,0). W pasie nizin wynosi poniżej 25 dni (np. Poznań – 21,0 dni, Białystok – 24,2); wyjątek stanowi obszar Niziny Mazowieckiej (Warszawa – 26,1 dni), gdzie średnia liczba dni burzowych zbliżona jest do liczby dni charakterystycznej dla terenów wyżynnych (Kielce – 25,8 dni, Kraków – 26,9 dni i Zamość – 29,4 dni). W Karpatach i na Pogórzu Karpackim średnia liczba dni z burzą wynosi ponad 30: na Kasprowym Wierchu – 34,4 a w Przemyślu – 31,1 dni (tab. 1).

Maksymalna liczba dni z burzą w roku w Polsce wahała się od 26 w Gdańsku aż do 55 na Kasprowym Wierchu. Przyjmuje ona wartości powyżej 35 dni w środkowej, wschodniej i południowo-zachodniej Polsce. Maksymalna liczba dni z burzą informuje o tym, jak wielkiego zagrożenia ze strony burz możemy się spodziewać w różnych regionach kraju. Niekorzystne pod tym względem są regiony górskie (szczególnie Karpaty), natomiast najbezpieczniejsze są tereny wokół Zatoki Szczecińskiej (Szczecin – 30 dni) i Zatoki Gdańskiej (Gdańsk – 26 dni). Mniejsze zagrożenie burzami występuje również na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań – 31 dni) i we wschodniej części Niziny Śląskiej (Wrocław – 31 dni), czyli w zachodniej Polsce, charakteryzującej się większymi wpływami klimatu oceanicznego (tab. 1).

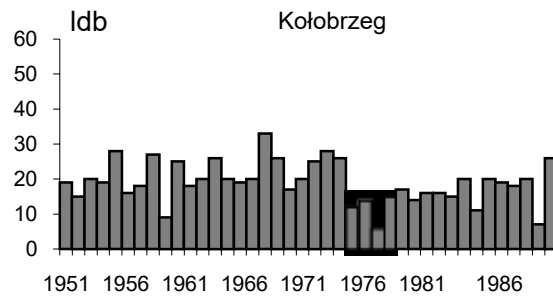
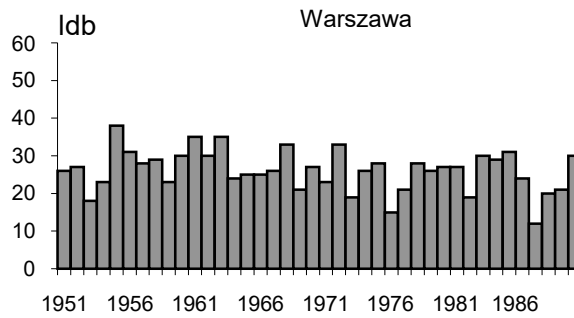
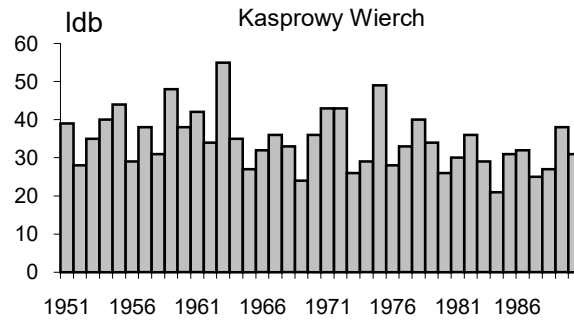
Tabela 1. Liczba dni z burzą w roku (1951-1990)
Table 1. The number of days with storms in a year (1951-1990)

Stacja	Minimalna		Maksymalna		Średnia
	Liczba	Rok	Liczba	Rok	
Białystok	11	1953	37	1984	24,2
Chojnice	11	1952	38	1967	21,1
Gdańsk	6	1977	26	1963	15,4
Kasprowy Wierch	21	1984	55	1963	34,4
Kielce	16	1958,1965	39	1989	25,8
Kołobrzeg	6	1976	33	1967	19,0
Kraków	17	1965	38	1968,1975	26,9
Olsztyn	5	1951	36	1985	19,4
Poznań	13	1951,1952	31	1967,1987	21,0
Przemyśl	23	1955	42	1975	31,1
Suwałki	11	1953	37	1963	22,5
Szczecin	9	1989	30	1962	19,4
Śnieżka	18	1984,1990	40	1963	27,4
Terespol	2	1954	36	1972	21,4
Toruń	13	1982	35	1961,1968	22,7
Warszawa	12	1987	38	1955	26,1
Wieluń	15	1952	40	1971	24,7
Wrocław	7	1961	31	1968,1987	20,2
Zamość	19	1952	41	1979	29,4
Zielona Góra	13	1976	40	1955	24,5

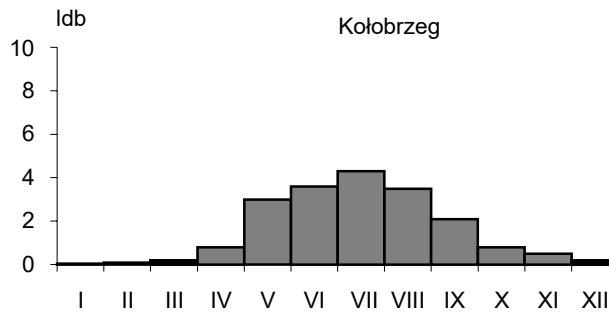
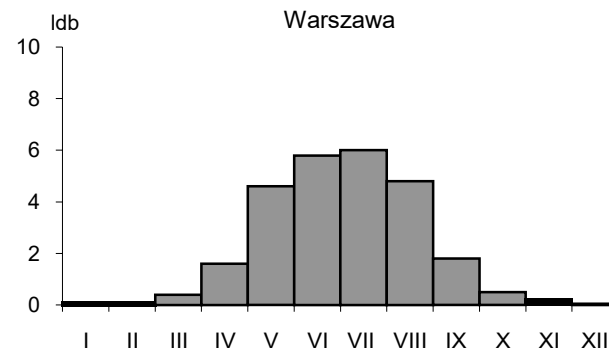
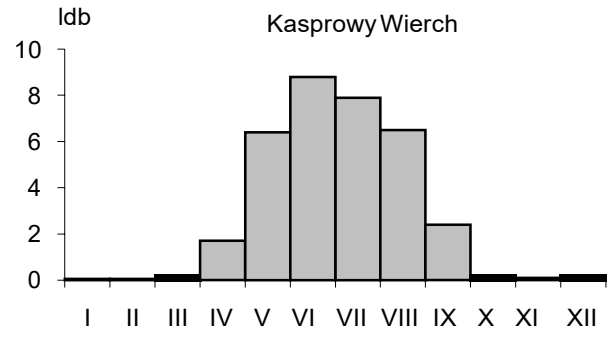
W rozpatrywanym okresie największa aktywność burzowa wystąpiła w okresie od 1955 do 1968 r. w większości z wybranych regionów geograficznych (prócz siedmiu, położonych w południowej i wschodniej Polsce) (rys. 1).

Najwięcej dni burzowych na 11 stacjach wystąpiło w czerwcu (np. Kasprowy Wierch – 8,8). Na 9 stacjach maksimum przypadło w lipcu (np. Kołobrzeg – 4,3 i Warszawa – 6,0) (rys. 2).

W badanym 40-leciu 1951-1990 określono tzw. ciągi dni burzowych. Na wszystkich stacjach najczęściej burze występują w pojedynczych dniach, a najdłuższy okres trwał 11 dni w Tatrach, na Kasprowym Wierchu (31 maja – 10 czerwca 1960) (tab. 2). Na wszystkich badanych stacjach wystąpiły ciągi co najmniej 5-dniowe. Okresy te były najdłuższe na Wybrzeżu Polski (Szczecin, Kołobrzeg, Gdańsk), na Pojezierzu Wielkopolskim (Poznań), na Nizinie Śląskiej (Wrocław) i Mazowieckiej (Warszawa) oraz przy wschodniej granicy Polski (Terespol). Najdłuższe ciągi dni burzowych obejmowały od 0,6% do 3,3% ogólnej liczby dni burzowych, jakie wystąpiły w każdym badanym regionie.



Rys. 1. Liczba dni z burzą (ldb) w kolejnych latach 40-lecia (1951-1990)
Fig. 1. The numbers of the days with storm (ldb) from year to year (1951-1990)



Rys. 2. Roczny przebieg (ldb) liczby dni z burzą (1951-1990)
 Fig. 2. The annual course of the number of days with storms (ldb) in the period 1951-1990

Tabela 2. Ciągi dni burzowych (CDB) w latach 1951-1990
Table 2. The sequences of the days with storms (CDB) in the years 1951-1990

Kasprowy Wierch

Długość ciągu (dni)	Liczba	Suma	%
11	1	11	0,8
10	2	20	1,4
9	-	-	-
8	3	24	1,7
7	6	42	3,1
6	10	60	4,4
5	14	70	5,1
4	26	104	7,6
3	65	195	14,2
2	168	36	24,4
1	513	513	37,3
Ogółem		1 375	100,0

Warszawa

Długość ciągu (dni)	Liczba	Suma	%
5	2	10	1,0
4	10	40	3,8
3	31	93	8,9
2	148	296	28,4
1	604	604	57,9
Ogółem		1 043	100,0

Kołobrzeg

Długość ciągu (dni)	Liczba	Suma	%
5	2	10	1,3
4	-	-	-
3	24	72	9,5
2	103	206	27,1
1	472	472	62,1
Ogółem		760	100,0

Najkrótsze ciągi burzowe zdarzały się najczęściej. Najwięcej, bo ponad 50% ogólnej liczby dni z burzą, stanowiły pojedyncze dni burzowe (oprócz Kasprowego Wierchu – 37,3%, Przemyśla – 49,2% i Zamościa – 48,4%). Natomiast w Gdańsku, Kołobrzegu, Olsztynie, Poznaniu, Szczecinie i Wrocławiu pojedyncze dni burzowe stanowiły ponad 60%. Na wszystkich stacjach 2-dniowe ciągi obejmowały 20-30% dni burzowych ogółem. Na terenie Polski dominują krótkie cykle codziennych burz (2-3-dniowe, 4-5-dniowe i znacznie rzadziej o długości powyżej 6 dni) i są one związane z cyrkulacją atmosferyczną. Wyznaczone minima i maksima cykli rzeczywistych dni z burzą z roku na rok powtarzają się najczęściej co 2, 3 lub 4 lata (sporadycznie – co 11 lat). Długość badanego okresu (40 lat) powoduje, że nie można jednoznacznie wykryć cykli dłuższych niż 20-letnie. Tego typu cykle występują zdecydowanie rzadziej i związane są raczej z aktywnością plam na Słońcu (11-letni cykl liczb Wolfa) (tab. 3).

Tabela 3. Cykle rzeczywiste dni burzowych (1951-1990)
Table 3. The true cycles of the days with storms (1951-1990)
 Kasprowy Wierch

Cykle rzeczywiste z 40-lecia (1951-1990)			Cykle rzeczywiste z codziennych wartości ldb		
lata	minima	maksima	dni	minima	maksima
2	3	4	2	14	15
3	4	3	3	18	12
4	5	4	4	11	15
5		1	5	7	7
6			6	2	3
7			7	2	2
8			8	1	

Warszawa

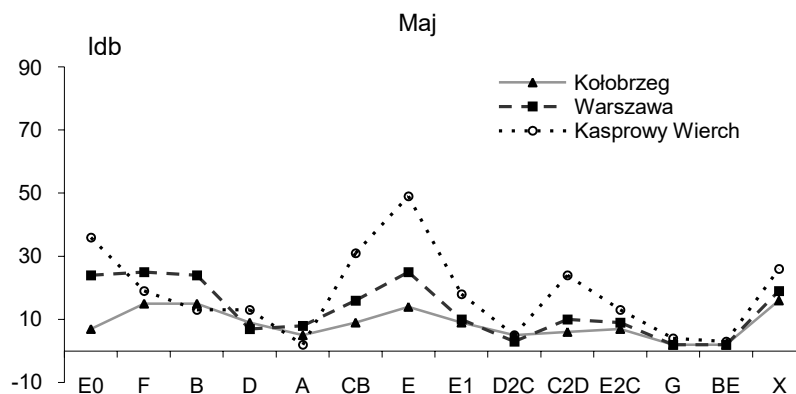
Cykle rzeczywiste z 40-lecia (1951-1990)			Cykle rzeczywiste z codziennych wartości ldb		
lata	minima	maksima	dni	minima	maksima
2	5	5	2	22	21
3	5	6	3	21	18
4	2		4	8	14
5	1	2	5	11	7
6			6	1	2
7			7		1
8			8	1	

Kołobrzeg

Cykle rzeczywiste z 40-lecia (1951-1990)			Cykle rzeczywiste z codziennych wartości ldb		
lata	minima	maksima	dni	minima	maksima
2	7	5	2	19	21
3	4	6	3	25	25
4	2	1	4	16	12
5	1	1	5	7	4
6			6		3
7			7	2	3
8			8		

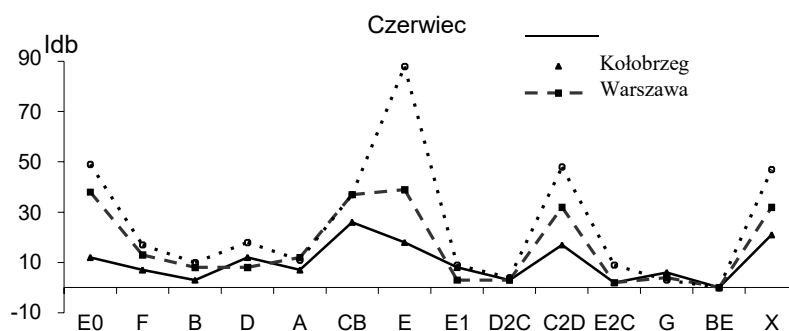
Badano również zmiany aktywności burzowej w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce. Wybrano klasyfikację typów cyrkulacji atmosferycznej autorstwa B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991). Pod uwagę wzięto tylko sezon burzowy (od maja do sierpnia). W okresie 40-lecia, w maju powstawaniu burz sprzyjały typy cyrkulacji cyklonalnej: E₀ (NE_C i E_C) i F (SE_C), typ cyrkulacji antycyklonalnej E (NE_A) i typ nieokreślony X. Występowaniu dni burzowych zdecydowanie nie sprzyjały: typ cyklonalny A (W_C), typy antycyklonalne D₂C (S_A i SW_A) i G (C_A – centrum wysokiego ciśnienia nad Polską) oraz typ BE (S_{C/A} – pośredni między cyklonalnym i antycyklonalnym) (rys. 3).

W czerwcu, lipcu i sierpniu występowaniu burz sprzyjały typy: E₀ (NE_C i E_C), CB (NW_C) oraz E (NE_A), C₂D (W_A) i typ nieokreślony X. W czerwcu niesprzyjające występowaniu burz były typy cyrkulacji: B (S_C), D₂C (S_A i SW_A), E₂C (NW_A), G (C_A) oraz BE (S_{C/A}) (rys. 4).



Rys. 3. Liczba dni z burzą (ldb) w poszczególnych typach cyrkulacji wg B. Osuchowskiej-Klein (1951-1990) w maju

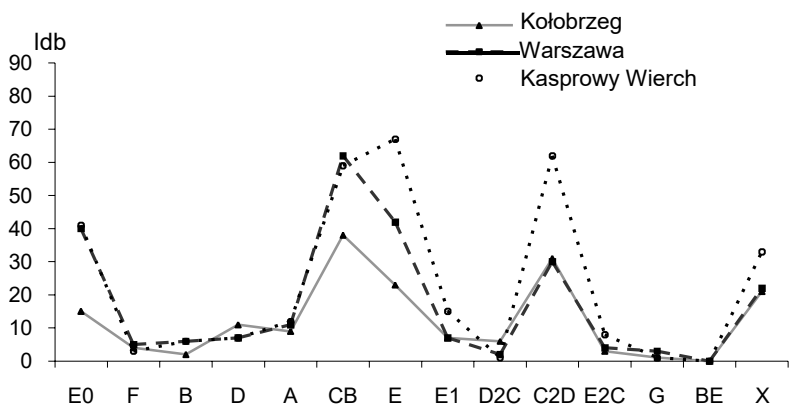
Fig. 3. The numbers of the days with storm (ldb) for the particular types of atmospheric circulation, after B. Osuchowska-Klein (1951-1990) – May



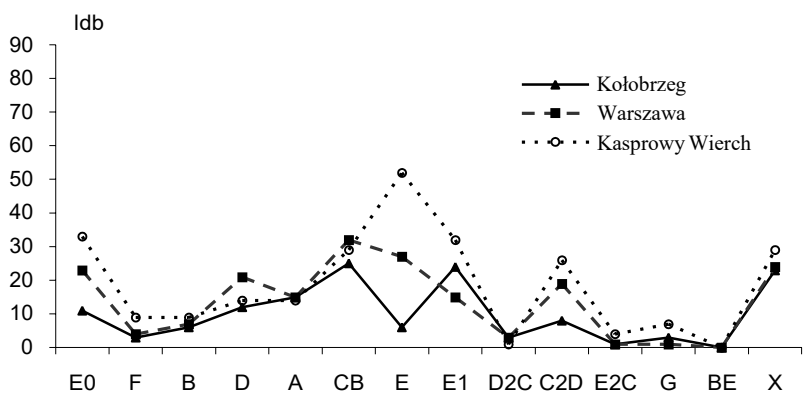
Rys. 4. Liczba dni z burzą (ldb) w poszczególnych typach cyrkulacji wg B. Osuchowskiej-Klein (1951-1990) w czerwcu

Fig. 4. The numbers of the days with storm (ldb) for the particular types of atmospheric circulation, after B. Osuchowska-Klein (1951-1990) – June

Oprócz wymienionych typów cyrkulacji w lipcu (rys. 5) i sierpniu (rys. 6) niesprzyjający występowaniu burz jeszcze był typ F (SE_C), a ponadto w lipcu – typ A (W_C). Najczęściej (około 25% ogólnej liczby dni burzowych) burze pojawiały się podczas nieokreślonej sytuacji synoptycznej (X).



Rys. 5. Liczba dni z burzą (ldb) w poszczególnych typach cyrkulacji wg B. Osuchowskiej-Klein (1951-1990) w lipcu
Fig. 5. The numbers of the days with storm (ldb) for the particular types of atmospheric circulation, after B. Osuchowska-Klein (1951-1990) – July



Rys. 6. Liczba dni z burzą (ldb) w poszczególnych typach cyrkulacji wg B. Osuchowskiej-Klein (1951-1990) w sierpniu
Fig. 6. The numbers of the days with storm (ldb) for the particular types of atmospheric circulation, after B. Osuchowska-Klein (1951-1990) – August

Wnioski

– Zwiększenie częstości występowania dni burzowych z północy na południe Polski związane jest ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Ponadto im wyższa szerokość geograficzna (niższa temperatura i wilgotność powietrza), tym mniej warunków meteorologicznych sprzyjających powstawaniu burz.

– Kilkudniowe (5-11-dniowe) okresy występowania dni z burzami zdarzają się bardzo rzadko (na 40 lat – zaledwie kilkanaście razy). Oznacza to, że warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu tego zjawiska nie utrzymują się długo, kończąc się na 1 bądź 2 dniach burzowych. Świadczy to o wielkiej dynamice zmian cyrkulacji atmosferycznej w umiarkowanych szerokościach geograficznych i o przejściowości klimatu Polski.

– Najwięcej dni burzowych było spowodowanych warunkami synoptycznymi, jakie powstały pod wpływem północno-wschodniej i wschodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ E₀) oraz północno-zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ CB), w których częstość występowania dni burzowych związana jest z przechodzeniem frontu chłodnego (burze frontalne) podczas wędrówki niżu nad środkową lub północną Europą. Raczej rzadko powstawały przy tym charakterze cyrkulacji burze termiczne. Natomiast gdy masy powietrza przemieszczają się pod wpływem cyrkulacji północno-wschodniej antycyklonalnej (typ E), pojawiają się burze wewnątrzmasowe (termiczne), występujące często w środkowych, południowych i wschodnich regionach Polski, mających klimat bardziej kontynentalny.

LITERATURA

Osuchowska-Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1901-1977). IMGW, Warszawa.
Osuchowska-Klein B., 1991, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1978-1990). IMGW, Warszawa.

THE CHANGES IN THE STORMY ACTIVITY IN THE SELECTED GEOGRAPHICAL REGIONS OF POLAND

Summary

The purpose of the study reported was to determine the temporal and spatial changes in the numbers of days with storms in Poland, and to identify the relations between this phenomenon and the types of atmospheric circulation. The source information originates from 20 weather stations of the Institute of Meteorology and Water Economy, representing various physico-geographical units and types of climate in Poland, and spans the period of 1951-1990.

The temporal and spatial changes in the numbers of days with storms were analysed in the annual cross-section, according to months, seasons of the years, and years. In addition, the years were distinguished, which differ decidedly from the average values, characterising the normal years.

The longest sequences of the days with storms were determined, and the short and medium cycles of stormy activity were analysed.

The dependence of appearance of the phenomenon of storms upon the types of atmospheric circulation, after B. Osuchowska-Klein, was presented as well.

3.4. Groźne zjawiska pogodowe w Polsce (1966-2000)

Tom XVIII. Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J., 2004, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce pt. **Groźne zjawiska pogodowe w Polsce** (red. M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka), Wyd. UW, ss. 217

Celem XVIII tomu Atlasu jest określenie okresowości i tendencji zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce w XVIII-XX wieku wraz z prognozą w XXI wieku. Interesujące są wykresy czasowych zmian: aktywności Słońca i wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) z prognozami sięgającymi po rok 2100. Prognozy uzyskano na podstawie interferencji wyznaczonych metodą „sinusoid regresji” cykli liczb Wolfa i wskaźnika NAO. Wahania temperatury powietrza podczas zimy w Warszawie i Krakowie są silnie skorelowane.

Zasadniczym celem pracy jest określenie tendencji, okresowości i prawdopodobieństwa niektórych zjawisk pogodowych w latach 1966-2000. Dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z ostatniego 35-lecia 1966-2000. Dotyczą one liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

Oprócz przebiegów czasowych, tendencji zmian (prostych regresji) i widm tych groźnych zjawisk pogodowych przedstawiono histogramy, odniesione do histogramów w rozkładzie normalnym. Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie dystrybucji empirycznych z dystrybucjami rozkładu teoretycznego (normalnego). Na ogół rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną są zbliżone do normalnego (gaussowskiego) rozkładu prawdopodobieństwa (dotyczy to głównie średnich rocznych wartości). Na podstawie zamieszczonych wykresów dystrybucji rozkładu normalnego (znając wartość średnią i odchylenie standardowe) można określić prawdopodobieństwo występowania tych zjawisk pogodowych powyżej przyjętych wartości progowych (w przedziale wartości standaryzowanych (-4, +4) – na osi poziomej).

Ekstremalne wartości elementów klimatu i zjawisk atmosferycznych w Polsce stanowią zagrożenie dla człowieka. Na przykład burze z wyładowaniami grożą pożarem i utratą życia, ulewne deszcze powodują lokalne powodzie, gradobicia towarzyszące burzom wyrządzają szkody w uprawach rolnych. Intensywne opady śniegu obciążają sieć energetyczną i telekomunikacyjną, a zawieje, zamiecie, zasy i gołoledź paraliżują ruch kołowy.

SPIS TREŚCI (18)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY I OPADÓW W POLSCE W XIX-XXI WIEKU	9
1.	Synchroniczność cykli temperatury powietrza, opadów, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca w Polsce	9
2.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na klimat Warszawy i Krakowa	13
3.	Prognozy zmian klimatu Warszawy i Krakowa w XXI wieku	14

III.	OKRESOWE ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W 30-LECIU (1966-1995) I 210-LECIU (1779-1990)	19
1.	Cykl roczny temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 i 1779-1979	21
2.	Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1966-1995 i 1779-1990	23
3.	Tendencja temperatury powietrza w 30-leciu 1966-1995 i 210-leciu 1779-1990	26
IV.	ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE BURZ W POLSCE W LATACH 1951-1990 i 1966-2000	31
1.	Tendencje zmian aktywności burzowej w Polsce	31
2.	Zmiany roczne liczby dni z burzą	38
3.	Zmiany cykliczne liczby dni z burzą (widma)	39
4.	Zależność dni z burzą od typów cyrkulacji atmosferycznej	46
5.	Prawdopodobieństwo występowania burz w Warszawie w Krakowie w latach 1966-2000	47
V.	MAKSYMALNE DOBOWE SUMY OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH I CZĘSTOŚĆ OPADÓW ≥ 10 mm W WARSZAWIE I KRAKOWIE W LATACH 1966-2000	59
VI.	LICZBA DNI Z POKRYWĄ ŚNIEŻNĄ W WARSZAWIE I KRAKOWIE W LATACH 1966-2000	167
VII	ZAKOŃCZENIE	195
	SUMMARY	197
	LITERATURA	199
	KALENDARZ WAŻNIEJSZYCH WYDARZEŃ W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO (2001-2004)	203

Ważniejsze wyniki badań

Z badań długich ciągów pomiarów wynika, że w Warszawie (1779-1998) i Krakowie (1826-1998) występuje kilka cykli temperatury powietrza o znaczących amplitudach. Są to cykle około 3-5, 7-8, 10-13, 73-113 lat i zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat.

Widma i cykle temperatury powietrza, opadów atmosferycznych, wskaźnika NAO i aktywności Słońca wyznaczono metodą „sinusoid regresji”:

$$x = a \cos \left(\frac{2\pi}{\Theta} t - \phi \right)$$

zmieniając okres sinusoidy Θ co 0,1 roku w przedziale od 2,1 do n .

Interesujące są wykresy czasowych zmian : aktywności Słońca i wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku *NAO* wraz z prognozami sięgającymi po rok 2100. Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli.

Ciągi czasowe temperatury powietrza w ostatnich stuleciach w Europie świadczą, że współczesne ocieplenie klimatu może w dużym stopniu wynikać z przyczyn naturalnych. Nie bez znaczenia są prawie przystające proste regresji standaryzowanych wartości aktywności Słońca i temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-2000.

W XVIII tomie *Atlasu* dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z ostatniego 35-lecia 1966-2000. Dotyczą one groźnych zjawisk pogodowych: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

Najpierw przedstawiono przebiegi czasowe badanych zjawisk w poszczególnych miesiącach i roku. Tendencje (A) zmian określają proste regresji i ich równania $y = A_0 + At$ oraz wartości współczynnika determinacji R^2 zamieszczone na odpowiednich rysunkach. Tendencje liczby dni z burzą w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 są według testu t-Studenta nieistotne statystycznie na poziomie istotności 0,05 (wartości R^2 są zbliżone do zera). Po prostu przebieg czasowy liczby dni z burzą lepiej opisuje równanie wielomianu 2-go stopnia: $y = 0,020719t^2 - 82,1217t + 81396,83$ – z minimum $y_{\min} = 22,6$ dni w roku 1982. Istotna jest tendencja rosnąca 4,1 dni/10 lat – w przedziale 1982-2000, gdyż równanie prostej $y = 0,4088t - 787,71$ opisuje część paraboli od $y_{\min} = 22,6$ (w 1982 r.) do $y_{\max} = 29,4$ dni (w 2000 r.).

Interesujące są widma, charakteryzujące okresowość tych groźnych zjawisk pogodowych. Największą amplitudą cechują się cykle liczby dni z burzą o okresach 5,7- ($R = 0,43$) i 3,7-letni ($R = 0,49$):

$$y = 26,1 + 3,453 \cdot \sin(2\pi t/5,7 + 0,4498) \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 28,3 + 2,94 \cdot \sin(2\pi t/3,7 - 3,062) \quad \text{Kraków}$$

Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie wyróżnia się taką samą okresowością 8,6-letnią ($R = 0,48$, $R = 0,48$):

$$y = 53,8 + 14,105 \cdot \sin(2\pi t/8,6 + 1,5555) \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 61,7 + 13,034 \cdot \sin(2\pi t/8,6 + 1,4709) \quad \text{Kraków}$$

Okresowość liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm opisują równania sinusoid regresji ($R = 0,45$, $R = 0,50$):

$$y = 12,2 + 2,684 \cdot \sin(2\pi t/7,6 - 1,8624) \quad \text{Warszawa}$$

$$y = 17,2 + 3,178 \cdot \sin(2\pi t/10,2 + 2,5206) \quad \text{Kraków}$$

Prawdopodobieństwo występowania burz w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

Istotne znaczenie praktyczne ma porównanie histogramów i dystrybuant empirycznych liczby dni z burzą z gęstością prawdopodobieństwa $f(x)$ i dystrybuantą $F(x)$ rozkładu normalnego:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x-m}{\sigma}\right)^2}$$

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx$$

gdzie: m, σ to wartości średnia i odchylenie standardowe w populacji. Estymatorami parametrów m, σ są średnie arytmetyczne \bar{x} i odchylenie standardowe s – obliczone na podstawie $n = 35$ wyników obserwacji:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad s^2 - \text{wariancja zmiennej } x.$$

W porównaniach histogramów i dystrybuant empirycznych z rozkładem teoretycznym (normalnym) przyjęto zmienną standaryzowaną $t = \frac{x - \bar{x}}{s}$ w przedziale $(-4, 4)$.

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)^2}, \quad F(x) = \int_{-\infty}^x f(t) dt$$

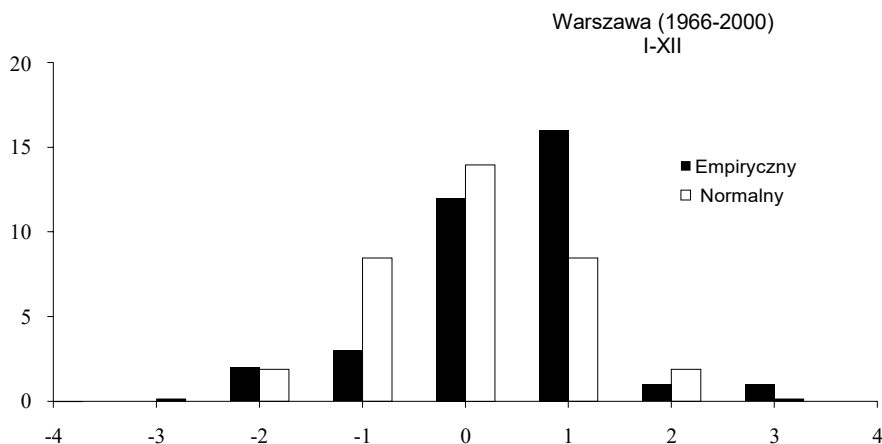
Na przykład prawdopodobieństwo wystąpienia liczby dni z burzą powyżej x_0 :

$$P(x > x_0) = P(t > t_0) \text{ jest równe } 1 - F(t_0), \text{ gdzie } t_0 = \frac{x_0 - \bar{x}}{s}.$$

$$+D_n = \max |f_n(x) - f(x)|.$$

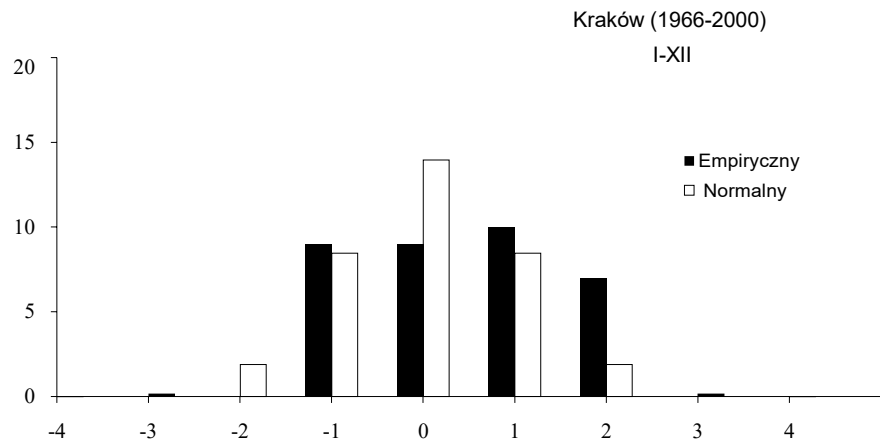
Upoważnia to do wyznaczania prawdopodobieństwa przekroczenia wartości progowych np. $\bar{x} + s$, $\bar{x} + 2s$, $\bar{x} + 3s$, które wynoszą 16,0 %, 2,3 %, 0,14 % (\bar{x} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe). W przypadku liczby dni z burzą w ciągu roku w Warszawie: $\bar{x} = 26,1$ dni, $s = 5,2$ dni

Z wykresów także wynika, że liczba dni z burzą w ciągu roku ma rozkład prawdopodobieństwa zbliżony do rozkładu normalnego. Świadczą o tym zarówno histogramy (rys. 1-2), jak też wykresy dystrybuant (rys. 3-4).

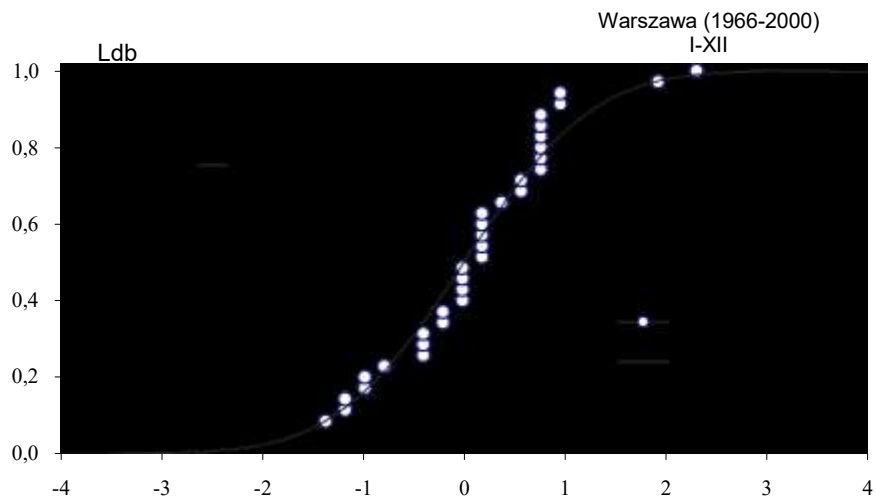


Rys. 1. Histogramy liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

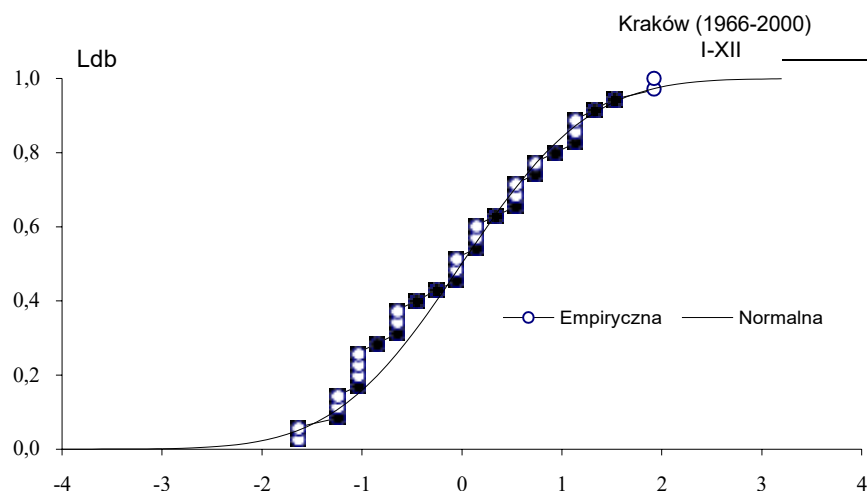
Fig. 1. The histograms of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 2. Histogramy liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 2. The histograms of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year



Rys. 3. Prawdopodobieństwo liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 3. Probability of numbers of the days with storm in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 4. Prawdopodobieństwo liczby dni z burzą w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 4. Probability of numbers of the days with storm in Cracow in years 1966-2000 – year

3.5. . Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie

Autor: Katarzyna WESOŁOWSKA (GRABOWSKA)
 Opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA

Burza to jedno lub kilka wyładowań atmosferycznych w postaci krótkich i silnych błysków (piorunów i błyskawic) oraz dudnienia i głośnych trzasków (grzmotów) wewnątrz chmury *Cumulonimbus* lub między chmurą a Ziemią.

Burzami w Polsce zajmowano się wcześniej: M. Stopa (1962), Cz. Koźmiński (1963), W. Wiszniewski (1949), L. Kolendowicz (1995). W pracach tych przedstawiono przebiegi roczne liczby dni z burzą i ich przestrzenny rozkład na obszarze Polski w różnych przedziałach czasowych. Były też próby powiązania dni z burzą z różnymi typami cyrkulacji atmosferycznej.

Celem pracy jest określenie zmienności i prawidłowości w przebiegu dni burzowych w Warszawie w 30-leciu 1951-1980 oraz związków tego zjawiska z aktywnością Słońca, typami cyrkulacji, temperaturą powietrza i warunkami synoptycznymi sprzyjającymi burzom.

Materiały źródłowe z lat 1954-1980 pochodzą z rocznika „Opadów atmosferycznych” a z okresu 1951-1953 z archiwum IMGW – wykazów miesięcznych.

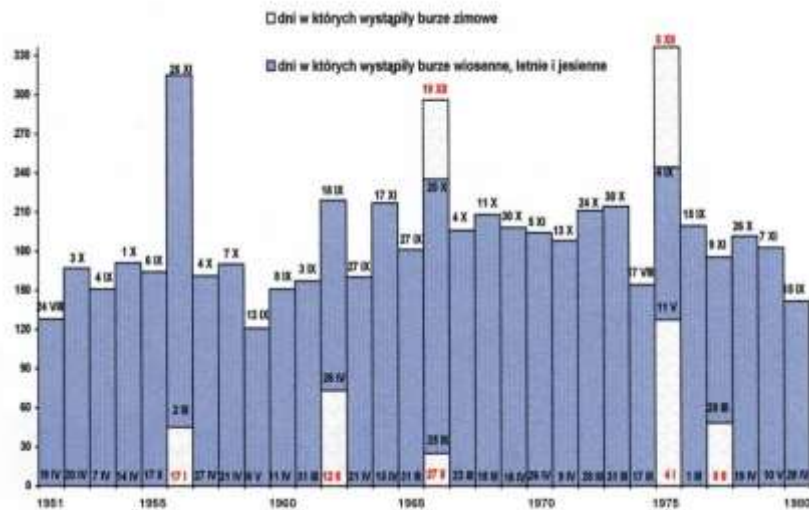
W Warszawie, podobnie jak w innych regionach kraju, zdecydowanie przeważają burze późnowiosenne, letnie i wczesnojesienne. Natomiast burze zimowe

i późnojesienne są zjawiskiem sporadycznym (rys. 1). W ciągu 30 lat na 800 dni burzowych w okresie od listopada do lutego było ich zaledwie 13.



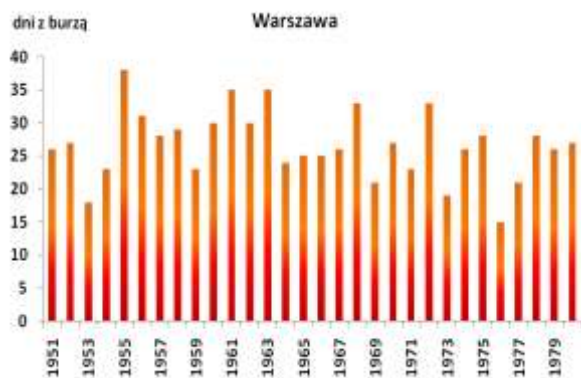
Ry s 1 . Przebieg roczny liczby dni z burzą w Warszawie (1951-1980)

Najwięcej dni z burzami wystąpiło w lipcu, a najmniej w grudniu i styczniu. Pierwsze burze wiosenne najwcześniej pojawiły się w marcu, a najpóźniej w początkach maja. Okres występowania dni burzowych w ciągu roku trwał najdłużej 315 dni (1956 r.), a najkrócej 121 dni (1959 r.), średnio 194 dni (rys. 2).



Ry s . 2 . Długość okresu występowania dni z burzą w Warszawie (1951-1980)

W badanym okresie 1951-1980 bardzo burzowymi latami były: 1955, 1961, 1963, 1968 i 1972 – w sumie 5. Do lat bardzo ubogich w burze zaliczono tylko 3 lata: 1953, 1973 i 1976 (rys. 3).



Ry s . 3 . Zmienność liczby dni z burzą w Warszawie (1951-1980)

Widma oscylacji (wyznaczone metodą J. Boryczki „sinusoid regresji”, 1993) parametrów astronomicznych, procesów klimatotwórczych i elementów klimatu są podobne. Zbliżone są ich cykle rzeczywiste. Dla okresu czterech miesięcy (maj-sierpień), kiedy aktywność burzowa jest najsilniejsza, wyznaczono cykle rzeczywiste liczb Wolfa, cyrkulacji atmosferycznej (wschodniej, zachodniej, południkowej i wskaźnika cyrkulacji strefowej wg klasyfikacji G. J. Wangenheima [Kožuchowski, 1990]) temperatury powietrza i liczby dni z burzą.

Wzmóżonej aktywności plam słonecznych na ogół odpowiada zwiększona liczba dni z burzą, a osłabionej – zmniejszona. Wzrostom częstości cyrkulacji wschodniej i południkowej towarzyszy wzrost liczby dni z burzą. Pojawienie się latem cyrkulacji zachodniej powoduje zmniejszenie liczby dni burzowych. Z kolei przy wystąpieniu cyrkulacji zachodniej o charakterze cyklonalnym, następuje wzrost liczby dni z burzami pochodzenia frontalnego, związanych z wędrówką niżów nad obszarem Polski. We wszystkich badanych parametrach wyznaczono cykle rzeczywiste zbliżone do około 11-letniego cyklu plam słonecznych: cyrkulacja wschodnia – 12,0-letni, cyrkulacja zachodnia – 12,3-letni, cyrkulacja południkowa – 9,8-letni, temperatura powietrza – 10,4-letni, liczba dni burzowych – 11,2-letni (tab. 1).

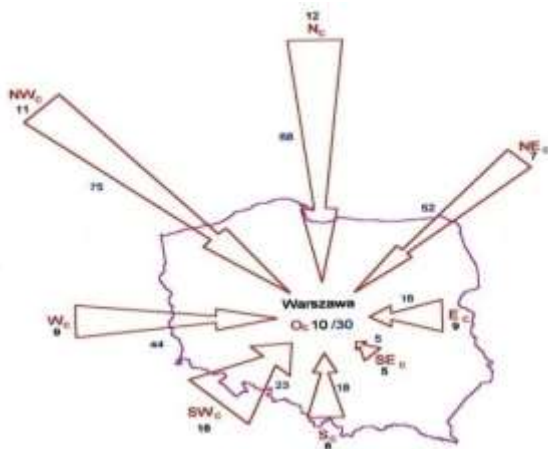
Poznanie zmienności dni burzowych z roku na rok pozwala wyznaczyć tendencje, umożliwiające prostą prognozę. W ciągu trzech pierwszych miesięcy (maj-lipiec) tendencje dni burzowych były powoli malejące, zaledwie o 2 dni na 30 lat. Jedyne w sierpniu wystąpiła tendencja rosnąca, choć także niewielka. Spadek liczby dni z burzą od maja do lipca związany był z niewielkim wzrostem udziału cyrkulacji zachodniej i dużym wzrostem cyrkulacji wschodniej. Z kolei wzrost liczby dni z burzą w sierpniu spowodowany był osłabieniem cyrkulacji wschodniej oraz zwiększeniem udziału innych jej typów.

Zbadano także zmiany liczby dni z burzą w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej, korzystając z zaproponowanych dla Polski dwóch klasyfikacji: J. Lityńskiego (Stępniewska-Podrażka 1991) i B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991).

Tabela 1. Okresy rzeczywiste θ aktywności Słońca, cyrkulacji atmosferycznej (E, W, C, C_s), średniej temperatury powietrza i liczby dni z burzą w Warszawie w latach 1951-1980 (maj-sierpień), wyrazu wolnego (a), amplitudy (b), przesunięcia fazowego (c), współczynnika korelacji (R). Średnie konsekwentne 4-miesięczne

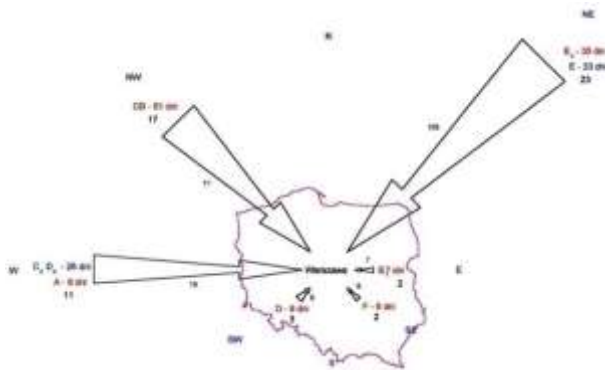
	Liczby Wolfa	Cyrk. wschodnia	Cyrk. zachodnia	Cyrk. południkowa
(Θ) lata	11,08	12,50	12,33	9,83
a	77,524	64,695	25,232	33,255
b	66,440	8,459	5,570	6,264
2b	132,880	16,918	11,140	12,528
c	-2,633	-3,093	0,732	-2,857
R	0,891	0,382	0,316	0,377
	Cyrkulacja strefowa	Średnia temperatura	Liczba dni z burzą	
(Θ) lata	8,00	10,42	11,25	
a	2,687	16,814	21,899	
b	0,627	0,246	2,068	
2b	1,254	0,492	4,136	
c	-1,501	0,836	2,865	
R	0,481	0,211	0,326	

Według klasyfikacji J. Lityńskiego dniom burzowym (maj-sierpień) sprzyjała cyrkulacja o charakterze cyklonalnym (podczas 30 lat: 65 dni w maju, 88 – w czerwcu, 89 – w lipcu i 61 w sierpniu). Były to burze głównie burze pochodzenia frontального, najczęściej towarzyszące frontowi chłodnemu, raczej rzadko powstawały przy tym charakterze cyrkulacji burze termiczne. Od maja do lipca burze często występowały przy cyrkulacji SW_C, a w sierpniu – S_C. Zdarzały się również takie sytuacje, że pojawieniu się danego typu cyrkulacji zawsze towarzyszyła burza. W czerwcu należał do nich typ SW_C, w lipcu typy SE_C i SE₀, a w sierpniu też typ SE₀. Można je więc określić „burzowymi typami cyrkulacji sezonu letniego”.



Rys . 4 . Częstość występowania dni z burzą w poszczególnych typach cyrkulacji cyklonalnej w lipcu w Warszawie (1951-1980) według klasyfikacji J. Lityńskiego (podstawa strzałki – liczba dni z burzą, długość strzałki – liczba dni z danym typem cyrkulacji)

Najwięcej dni burzowych, według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein, w letnich miesiącach powstało pod wpływem północno-wschodniej i wschodniej cyrkulacji cyklonalnej (typ E₀) oraz północno-zachodniej cyrkulacji cyklonalnej (CB), w których burze związane są z przechodzeniem frontów atmosferycznych (burze frontalne). Natomiast gdy masy powietrza przemieszczają się pod wpływem cyrkulacji północno-wschodniej antycyklonalnej (typ E) powstają burze wewnątrzmasowe – termiczne. Prawie zawsze burze nie pojawiały się przy centralnej cyrkulacji antycyklonalnej (G) i południowej cyrkulacji pośredniej między cyrkulacją cyklonalną i antycyklonalną (BE).



Ry s . 5 . Częstość występowania dni z burzą w poszczególnych typach cyrkulacji w lipcu w Warszawie (1951-1980) według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein (podstawa strzałki – liczba dni z burzą, długość strzałki – liczba dni z danym typem cyrkulacji)

W latach 1951-1980 stwierdzono różne okresy dni z burzą w Warszawie. Najkrótszy trwał 1 dzień, a najdłuższy 5 dni. Najwięcej, bo aż 457 było pojedynczych dni, mniej – 113 pojawiło się okresów 2-dniowych, 25 razy wystąpiły okresy 3-dniowe, 8 razy – 4-dniowe. Najmniej było ciągów 5-dniowych, które oczywiście pojawiły się w sezonie letnim: od 7 do 11 czerwca 1961 r. oraz od 24 do 28 sierpnia 1968 r.

W czerwcu 1961 roku przez pierwsze trzy dni na obszarze Polski występowały burze pochodzenia termicznego w masie powietrza polarnego morskiego starego. W dwóch ostatnich dniach przechodził front chłodny na którym pojawiły się burze frontalne (przed nim w masie powietrza polarnego morskiego starego i za nim w masie powietrza polarnego).

W sierpniu 1968 roku przez trzy dni przemieszczały się nad Polską układy niskiego ciśnienia z burzami frontalnymi w masie powietrza polarnego morskiego starego. W następnych dwóch dniach rozbudował się układ wysokiego ciśnienia nad środkową Rosją i w godzinach popołudniowych wystąpiły burze termiczne w jednorodnej masie powietrza także polarnego morskiego starego.

W dłuższych ciągach burzowych mamy więc do czynienia najczęściej zarówno z burzami frontalnymi, jak i termicznymi. Burze termiczne wystąpiły przy wyższym ciśnieniu atmosferycznym 1013-1020 hPa i temperaturze powietrza powyżej 25°C (nawet

28°C). Natomiast burze frontalne pojawiły się przy niższej temperaturze około 21°C, choć ciśnienie atmosferyczne sięgało podobnych wartości 1013-1019 hPa.

Poznane prawidłowości rozkładu dni z burzą, ich cykliczności i tendencji zmian w czasie, a przede wszystkim warunków synoptycznych sprzyjających temu zjawisku pozwalają przewidzieć i uniknąć wielu zagrożeń związanych z wyładowaniami elektrycznymi, gradobiciami, wichurami i ulewami.

Literatura

- Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*. Wyd. WGSR, UW, Warszawa.
- Kolondowicz L., 1995, *Burze na obszarze Polski Północno-Zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery*. Praca doktorska, UAM, Poznań.
- Koźmiński Cz., 1963, *Opady gradowe na terenie Polski w latach 1946-1955*. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, t. 17, z. 2. Szczecin.
- Koźuchowski K., 1990, *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1901-1977)*. IMGW, Warszawa.
- Osuchowska-Klein B., 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1978-1990)*. IMGW, Warszawa.
- Stępniewska-Podraźka M., 1991, *Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej (1951-1990)*. IMGW, Warszawa.
- Stopa M., 1962, *Burze w Polsce*. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 34. Warszawa.
- Wesołowska K., 1997, *Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie*. Praca magisterska, WGSR, UW, Warszawa.
- Wiszniewski W., 1949, *O burzach w Polsce*. Gazeta Obserwatora nr 6. Warszawa.

3.6. . Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy

Przemysław KOTYNIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA

Wprowadzenie

Dotychczasowe wyniki badań burz w Polsce przyczyniły się głównie do poznania cech aktywności tego zjawiska w zależności od pory roku i pory dnia oraz od cyrkulacji atmosferycznej. Najwięcej publikacji pochodzi z drugiej połowy XX wieku, a do najważniejszych z nich należą następujące rozprawy:

- Stopa M. 1960, *Burze w Polsce*, Prace Geograficzne IG PAN nr 34.
- Stopa M., 1965, *Rejony burzowe w Polsce*. Dokumentacja Geograficzna IG PAN, z.1,
- Bielec Z., 2000, *Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce (1949-1998)*, praca doktorska, UŚ, Katowice
- Grabowska K., 2002, *Burze w Polsce i ich uwarunkowania (1951-2000)*, praca doktorska, UW, Warszawa.

Celem pracy jest określenie warunków meteorologicznych przed burzą i po jej przejściu. Próby rozwiązania tego problemu przedstawiono na przykładzie stacji synop-

tycznej Warszawa-Okęcie. Stan atmosfery opisują takie elementy jak temperatura i wilgotność powietrza, a także ciśnienie atmosferyczne oraz kierunek i prędkość wiatru. Materiały źródłowe pochodzą z danych archiwalnych (dzienników synoptycznych) Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Obejmują one stosunkowo odległy okres, bo dziesięciolecie 1951-1960, które wielokrotnie było badane w opracowaniach klimatologicznych z wyodrębnieniem burz. Dane dotyczące burz wypisano z codziennych – 24 godzinnych obserwacji. Dotyczą one także warunków meteorologicznych z terminów bezpośrednio przed i po burzy.

Nie zajmowano się zagadnieniem genezy burz.

Wzięto pod uwagę wszystkie przypadki burz – zarówno bliskich jak i odległych, przyjmując półgodzinny odstęp czasu między dwiema burzami. Jeżeli burza występowała na przełomie doby, wówczas zaliczano ją do tej doby, w której miała swój początek.

Suma wszystkich burz w okresie 10-letnim (1951-1960) wynosi 306 przypadków. Z tej liczby na masę powietrza morskiego przypada 138 burz, a na masę powietrza kontynentalnego – 148. Resztę stanowią burze występujące w innych masach i w sytuacjach nieokreślonych.

Cyrkulacyjne uwarunkowania powstawania burz w Warszawie

Na klimat Polski dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niż Islandzki i Wyż Azorski. W zimie decydujący wpływ na kształtowanie pogody w Polsce ma Niż Islandzki. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem Europy są ze sobą ujemnie skorelowane (tzw. Oscylacja Północnoatlantycka). Przy dużym południkowym gradiencie ciśnienia skierowanym na północ, powietrze znad Atlantyku przemieszcza się wzdłuż równoleżników z zachodu na wschód – nad obszar Polski. Przy poziomym gradiencie ciśnienia skierowanym na wschód lub zachód, powietrze przemieszcza się wzdłuż południków. Wówczas nad obszar Polski napływa powietrze z północy lub południa.

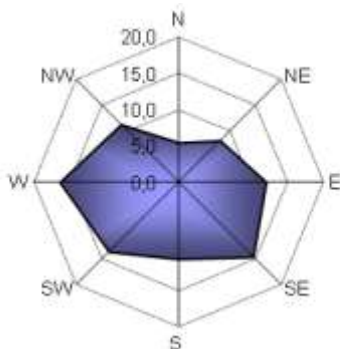
Zgodnie z ogólną cyrkulacją atmosferyczną w szerokościach geograficznych 30-60° dominującymi wiatrami w Polsce, podobnie jak w zachodniej i północnej Europie są wiatry południowo-zachodnie, zachodnie i północno-zachodnie.

Zmiana kierunku i prędkości wiatru po przejściu burzy

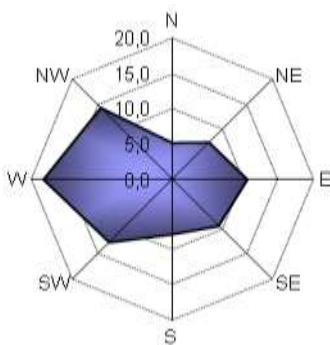
Wiatry z sektora zachodniego (SW-W-NW) cechują się częstością 40-55%. Udział wiatrów z sektora wschodniego (NE-E-SE) zawiera się w przedziale 15-30%, a wiatrów z sektora południowego jest więcej niż z północnego. Częstość wiatru zmienia się w ciągu roku. W lecie przeważają wiatry o kierunkach W i NW, a jesienią kierunki S i SE, lecz dominującym kierunkiem jest nadal W. W zimie przeważają wiatry SW przy jednoczesnym wzroście wiatrów o kierunku E. Wiosna cechuje się dość dużym udziałem wiatrów północnych N, zwłaszcza w północnej części Polski.

Częstość 8 kierunków wiatru przed burzą i po burzy w Warszawie w latach 1951-1960 przedstawiają róże wiatru na rysunkach 1 i 2. W Warszawie, przed burzą, najczęściej występują wiatry z zachodu W (16,4%) i SW (13,6%), oraz z kierunków – południowo-

wschodniego SE (14,6%) i południowego S (10,6 %). Najrzadziej przed burzą spodziewać się można wiatrów z kierunków północnych N (5,5%). Wśród nich najczęściej pojawiał się wiatr z kierunku północno-zachodniego NW (11,3%). W okresie 1951-1960 w 8% wszystkich przypadków zanotowano ciszę przed burzą.

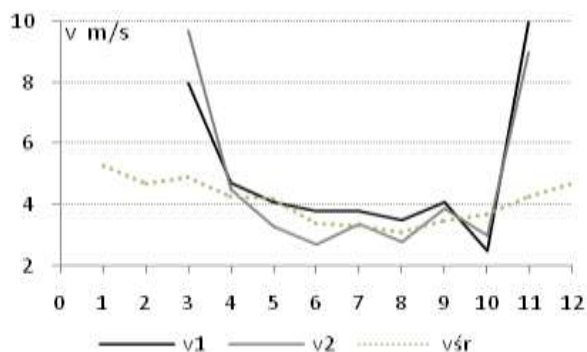


Rys. 1 . Kierunki wiatru przed burzą w Warszawie w latach 1951-1960



Rys. 2. Kierunki wiatru po burzy w Warszawie w latach 1951-1960

Po burzy częstość ciszy wzrasta i osiąga wartość 14,8%. Przeważają kierunki zachodnie – zachodni (W) – 18,2%, północno-zachodni (NW) – 14,3% oraz południowo-zachodni SW (12,5%). Ponownie najmniejsza częstość przypada na kierunki północne (północno-wschodni NW – 7,4% i północny N – 5,2%). Z pozostałych kierunków jedynie częstość wiatru ze wschodu (E) przekracza 10%.



Rys 3 . Zmiany roczne prędkości wiatru przed burzą (v_1) i po burzy (v_2) w Warszawie w latach 1951-1960 w odniesieniu do średniej v_{sr}

Pole prędkości wiatru w Polsce charakteryzuje się głównymi maksimami w zimie, a minimami w miesiącach letnich. W nizinnej części Polski prędkość wiatru w ciągu roku zmienia się w przedziałach 3-4 m/s zimą i 2-3 m/s w lecie.

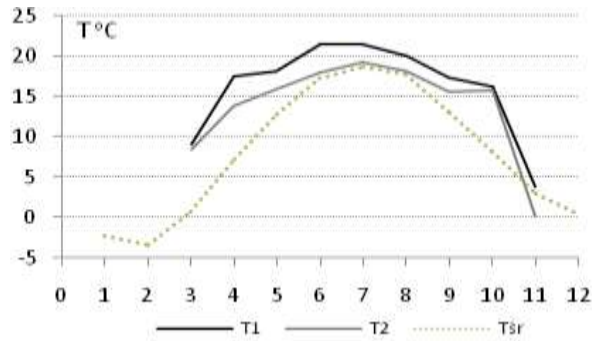
Zakres zmian średnich miesięcznych prędkości wiatru w Warszawie cechuje się małą amplitudą – z minimum 3,1 m/s w sierpniu i maksimum 5,1 m/s w styczniu. W porze wzmożonej aktywności burzowej prędkość wiatru przed burzą jest średnio większa tylko o 0,5 m/s. Po burzy prędkość wiatru maleje i waha się w granicach 2,7-3,9 m/s.

Zmiany temperatury powietrza po przejściu burzy

Z fizyki atmosfery wiadomo, że o powstawaniu chmur burzowych zarówno wewnątrz-masowych jak i frontalnych decyduje przede wszystkim odpowiednia ilość pary wodnej i energii cieplnej znajdująca się w atmosferze. Dopływ energii cieplnej i pary wodnej do chmur burzowych, rozwijających się wewnątrz określonej masy powietrza, zależy głównie od warunków termiczno-wilgotnościowych panujących przy powierzchni Ziemi. Dalszy ich rozwój – aż do stadium wystąpienia burzy – możliwy jest tylko wtedy, jeżeli temperatura i wilgotność będą przyjmować określone wartości przez dostatecznie długi okres czasu.

Jedną z najważniejszych zmiennych opisujących cechy klimatu jest średnia miesięczna temperatura powietrza. W Polsce najmniejsze wartości temperatury powietrza przypadają na miesiące zimowe, największe zaś na miesiące letnie. Tak też było w 10-leciu 1951-1960, gdzie najniższa temperatura wystąpiła w lutym – 3,3°C, najwyższa zaś w lipcu – 18,7°C.

Temperatura powietrza przed burzą we wszystkich miesiącach była większa od średniej wieloletniej (rys. 4). Na wiosnę te różnice osiągały wartość w przedziale 7,6-10,2°C. W kolejnych miesiącach te różnice malały, do 2°C w sierpniu. We wrześniu i październiku są one większe, jednak trzeba zauważyć małą w tym okresie liczbę dni z burzą (podobnie na wiosnę i w styczniu) mogącą zniekształcić wyniki. Po burzy temperatura powietrza spada o ok. 2-3°C i tylko w miesiącach letnich (czerwiec, lipiec, sierpień) zbliża się znacząco do średniej temperatury z wielolecia.



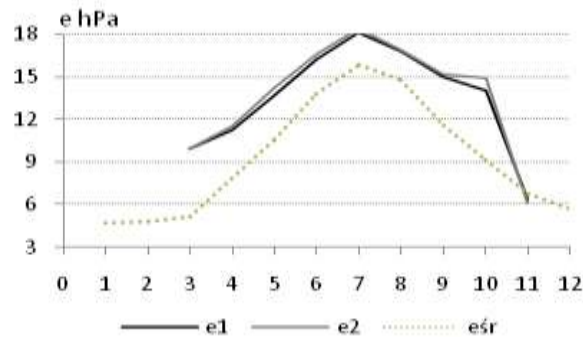
Rys. 4. Przebieg roczny temperatury powietrza przed burzą (T_1) i po burzy (T_2) w Warszawie w latach 1951-1960 w odniesieniu do średniej T_{sr}

Zmiany wilgotności powietrza po przejściu burzy

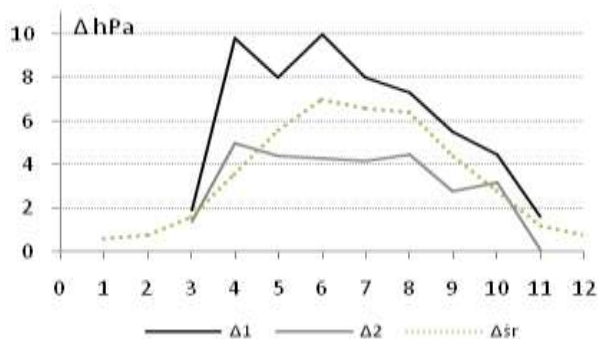
Głównym źródłem pary wodnej na obszarze Polski jest parowanie z powierzchni czynnej. Obejmuje ono parowanie wód powierzchniowych oraz parowanie wody zawartej w gruncie, także przez transpirację roślin. Istotnym źródłem pary wodnej jest także adwekcja mas powietrza polarnego morskiego.

O zmienności zawartości pary wodnej w powietrzu częściowo informuje przebieg roczny ciśnienia pary wodnej (rys. 5).

Najmniejsze ciśnienie pary wodnej przypada na porę zimową: 4,7 hPa w styczniu i w lutym. W kolejnych miesiącach ciśnienie wzrasta i maksimum osiąga w lipcu – 15,8hPa. Później ciśnienie e spada, jednak wartości jesienne są nieco większe od tych wiosennych. Przed burzą powietrze jest prawie nasycone parą wodną, wartości ciśnienia pary wodnej są większe od średniej w 10-leciu. Różnice te osiągają wartość średnio 2,5-3 hPa. Po burzy ciśnienie pary wodnej w zasadzie nie zmienia się – wzrasta o ok. 0,2-0,4hPa.



Rys. 5. Przebieg roczny ciśnienia pary wodnej przed burzą (e_1) i po burzy (e_2) w Warszawie w latach 1951-1960 w odniesieniu do średniego e_{sr}



Rys. 6 . Przebieg roczny niedosytu wilgotności przed burzą (Δ_1) i po burzy (Δ_2) w Warszawie w latach 1951-1960 w odniesieniu do średniego $\Delta_{\text{śr}}$

Różnice między maksymalnym i aktualnym ciśnieniem pary wodnej w danej temperaturze ukazuje niedosyt wilgotności (rys. 6).

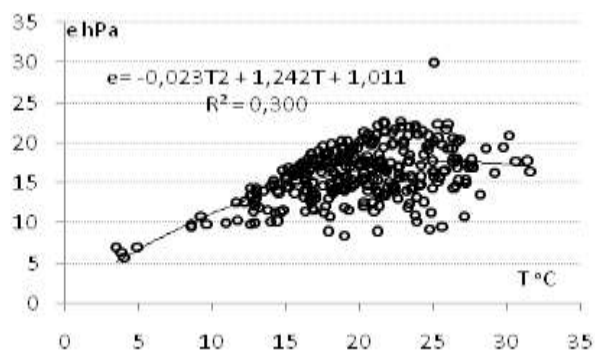
Największe wartości niedosytu Δ występują latem – w czerwcu (7,6 hPa), lipcu (6,6 hPa) i sierpniu (6,4 hPa). W miesiącach zimowych niedosyt spada do wartości 0,6-0,8 hPa.

Przed burzą niedosyt jest znacznie większy niż wartości średnie w 10-leciu. W czerwcu osiąga wartość aż 10hPa, w pozostałych miesiącach letnich utrzymuje się w granicach 7-8 hPa i w kolejnych miesiącach systematycznie spada. Po burzy niedosyt wilgotności maleje. Od maja do września jest on nawet mniejszy od średniej wartości niedosytu w 10-leciu, w porze letniej utrzymuje się na poziomie 4,2-4,5hPa.

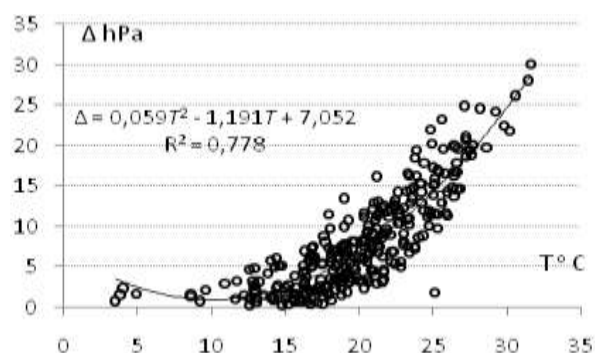
Zależność korelacyjne wilgotności od temperatury powietrza przed burzą

Na wykresie przedstawiającym zależność ciśnienia pary wodnej od temperatury powietrza (rys.7) uwidacznia się zbiór punktów w przedziale 12,5-28,0°C. W tych granicach temperatury najczęściej możemy spodziewać się przed burzą ciśnienia pary wodnej wahającego się w granicach 9-23hPa. W miarę wzrostu temperatury powietrza, do ok. 21,0°C, może wzrastać także ciśnienie pary wodnej, które przy większej temperaturze już nie osiąga większych wartości.

Punkty obrazujące zależność niedosytu wilgotności od temperatury powietrza układają się wzdłuż charakterystycznej paraboli o równaniu cechującym się dużą wartością współczynnika determinacji $R^2 = 0,779$ (rys. 8). Parabola ma minimum w punkcie $T = 10,6^\circ\text{C}$.



Rys. 7 . Zależność ciśnienia pary wodnej (e) od temperatury powietrza



Rys. 8 . Zależność niedosytu wilgotności (Δ) od temperatury powietrza

Przed burzą w przedziale temperatury od 3,5°C (w zasadzie od 11,6°C) do 18,0°C wartość niedosytu może być zbliżona nawet do zera. Duży wzrost niedosytu Δe występuje powyżej temperatury powietrza 11°C, a swe maksymalne wartości około 25 hPa osiąga przy temperaturze 27,0-29,0°C.

Empiryczne równania stanu atmosfery przed burzą w Warszawie

W celu przedstawienia związków wilgotności powietrza z innymi elementami meteorologicznymi przed burzą wyznaczono równanie hiperpłaszczyzny regresji:

$$e = 34,585 + 0,3632T - 0,02478p - 0,2564v$$

o współczynniku determinacji $R^2 = 27,25\%$ Wzrost temperatury powietrza przed burzą o 1°C powoduje wzrost ciśnienia pary wodnej o $0,36\text{ hPa}$, przy zmianie ciśnienia atmosferycznego o 1 hPa ciśnienie pary wodnej maleje nieznacznie, o $0,02\text{ hPa}$. Wzrastająca zaś prędkość wiatru przynosi przed burzą spadek ciśnienia pary wodnej o $0,27\text{ hPa}$.

Zależność temperatury powietrza od ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru przed burzą w Warszawie opisuje równanie płaszczyzny regresji

$$T = -143,959 + 0,0299 p + 0,1640 v$$

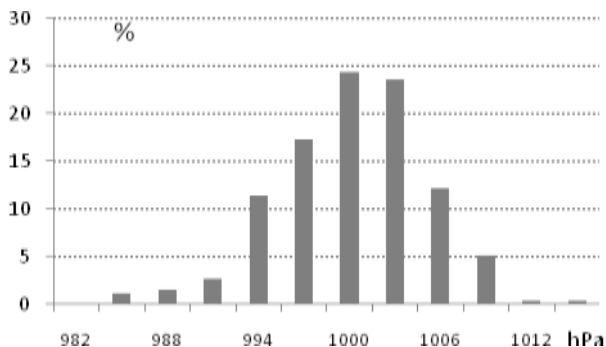
o współczynniku determinacji $R^2 = 3,39\%$

Przy zmianie ciśnienia atmosferycznego o 1 hPa , temperatura powietrza wzrasta o $0,04^\circ\text{C}$, a wzrostowi prędkości wiatru o 1 m/s odpowiada wzrost temperatury o $0,16^\circ\text{C}$.

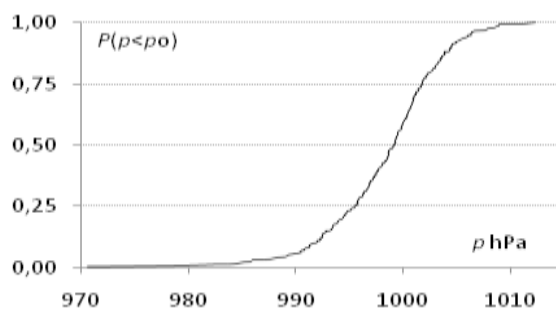
Prawdopodobieństwo występowania określonych wartości elementów meteorologicznych przed burzą

Prawdopodobieństwo występowania określonych wartości ciśnienia atmosferycznego, temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej przed burzą charakteryzują histogramy (V-VIII) i wykresy dystrybuant empirycznych (I-XII) na (rys. 9-15).

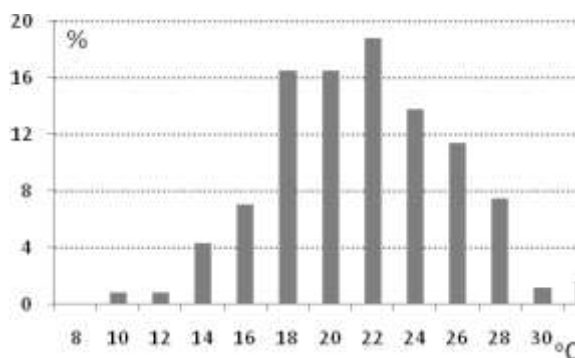
Ciśnienie atmosferyczne przed burzą zmieniało się od $970,7$ (2.03.1956) do $1012,3\text{ hPa}$ (16.08.1952), temperatura powietrza – od $3,5$ (14.04.1954) do $31,6^\circ\text{C}$ (13.07.1959), a ciśnienie pary wodnej w przedziale – od $5,7$ (17.01.1956) do $30,0\text{ hPa}$ (5.08.1951).



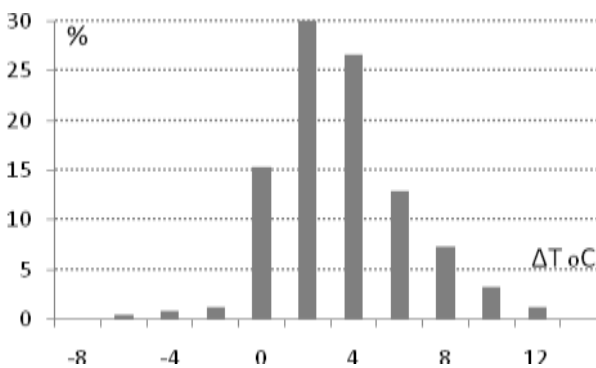
Ry s . 9 . Częstość dni z burzą w zależności od ciśnienia atmosferycznego (V-VIII)



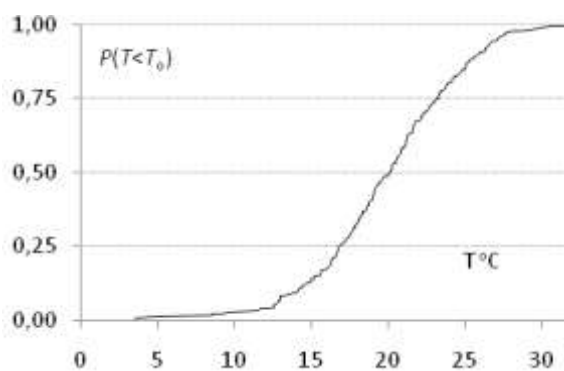
Rys. 10. Dystrybuanta empiryczna ciśnienia atmosferycznego (p) przed burzą



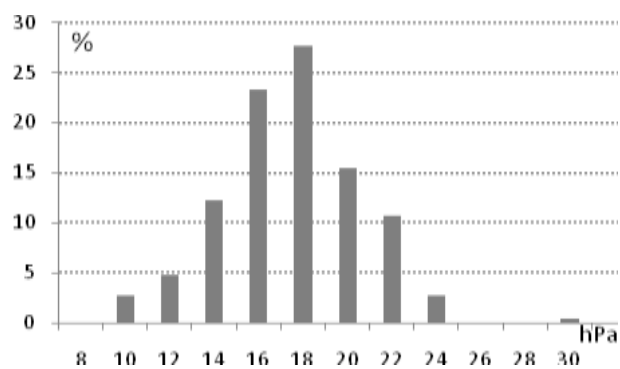
Rys. 11. Częstość występowania burz w zależności od temperatury powietrza (V-VIII)



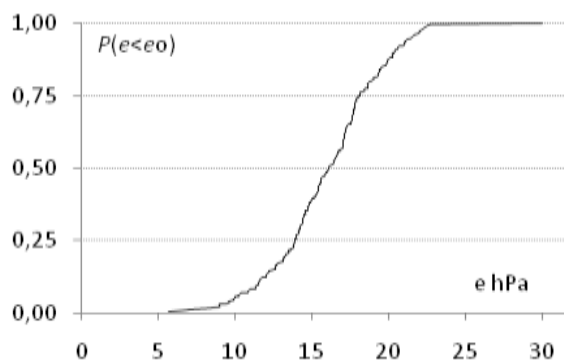
Rys. 12. Rozkład częstości różnic temperatury powietrza przed burzą i po burzy (V-VIII)



Ry s . 1 3 . Dystrybuanta empiryczna temperatury powietrza (T) przed burzą (I-XII)



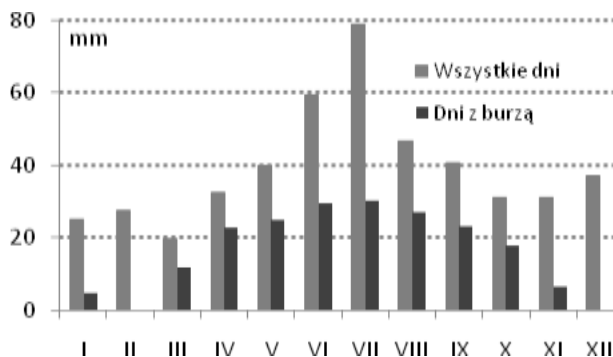
Ry s . 1 4 . Częstość dni z burzą w zależności od ciśnienia pary wodnej (V-VIII)



Ry s . 1 5 . Dystrybuanta empiryczna ciśnienia pary wodnej (e) przed burzą (I-XII)

Udział opadów pochodzenia burzowego w całej sumie opadów

Opady w Warszawie są zwykle wywołane przez fronty atmosferyczne przemieszczające się z Oceanu Atlantyckiego nad Polskę. Duże natężenie deszczów występuje przeważnie podczas burz frontalnych i przy silnej konwekcji wilgotnego powietrza. Miesięczne sumy opadów w porze letniej są większe niż w zimowej, co wiąże się z występowaniem obfitych opadów pochodzenia konwekcyjnego (burzowego). Sumy miesięczne opadów w Warszawie w latach 1951-1960 wahają się w ciągu roku od 25 mm w styczniu do 79 mm w lipcu, a suma roczna wynosi 470 mm. Opady atmosferyczne pochodzenia burzowego w porównaniu do wszystkich opadów w latach 1951-1960 charakteryzują wykresy na rysunku 16.



Rys. 16. Sumy miesięczne opadów po burzy w odniesieniu do miesięcznych sum opadów w latach 1951-1960

Stosunek sumy opadów burzowych do sumy miesięcznej jest największy w kwietniu (70,4%). W większości miesięcy, stosunek opadów burzowych do całkowitego opadu przekracza 50%. W lutym i grudniu nie notowano burz (tab.1).

Tab. 1. Stosunek sum opadów w dni z burzą do sum miesięcznych (%) w latach 1951-1960

I	II	III	IV	V	VI
19,2	0,0	60,1	70,4	62,0	49,6
VII	VIII	IX	X	XI	XII
38,4	58,1	56,9	56,7	21,0	0,0

Stosunek sumy rocznej opadów pochodzenia burzowego (198,5mm) do sumy rocznej wszystkich (opadów 469,7 mm) wynosi 42,3%.

3.7. Zastosowanie wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków* (autoreferat rozprawy doktorskiej)

Joanna Popławska

Wprowadzenie

Małoskalowe wiry powietrzne szczególnie często występują na obszarze Stanów Zjednoczonych. W ciągu roku stwierdza się tam średnio około tysiąca tego typu zjawisk. Większość z nich tworzy się w okresie późnowiosennym. Wieloletnie badania amerykańskie pozwoliły na poznanie tych zjawisk oraz ich lokalnych uwarunkowań, a także na opracowanie skutecznych metod ich detekcji. Dzięki temu wdrożono system ostrzegający ludność przed nadciągającym zagrożeniem. Problem małoskalowych wirów powietrznych dotyczy również kontynentu europejskiego, choć ich częstość i intensywność jest nieporównywalnie mniejsza niż w Stanach Zjednoczonych. W ciągu roku w Europie występuje średnio około 300 przypadków tych zjawisk. Dopiero od kilkunastu lat stanowią one przedmiot szczegółowych badań, których podstawowym celem jest określenie częstości tych zjawisk i poznanie warunków pogodowych, w jakich się tworzą.

Z inicjatywy organizacji *European Severe Storms Laboratory* utworzono bazę danych, w której są gromadzone i weryfikowane raporty o groźnych zjawiskach pogodowych w Europie. Niestety, dokumentacja dotycząca wirów powietrznych jest jeszcze niespójna i niepełna, a nawet obciążona błędami. O wystąpieniu tych zjawisk informują głównie ich naoczni świadkowie, którzy nie zawsze rozpoznają poprawnie wiatry wirowe. W nielicznych krajach europejskich powstały grupy wolontariuszy, którzy relacjonują przejście wybranych zjawisk wirowych i uaktualniają bazę danych na ich temat (tzw. „łowcy burz”).

Dotychczasowa analiza pojedynczych zjawisk wirowych z obszaru Europy dowiodła, że mogą się one tworzyć w nieco innych niż w Stanach Zjednoczonych warunkach termodynamicznych. Stąd potrzeba ich poznania i dostosowania wartości progowych wskaźników prognostycznych wirów do warunków ich powstawania w Europie.

Cel pracy

Głównym celem rozprawy doktorskiej jest ocena przydatności wybranych wskaźników: konwekcyjnych, uskoku wiatru i złożonych, a także obrazów radarowych i zdjęć satelitarnych w detekcji najgroźniejszych małoskalowych wirów powietrznych w zależności od ich genezy (tornado/trąba powietrzna) na obszarze Polski (w ramach studium przypadków) oraz określenie ich przebiegu dobowego, rocznego i wieloletniego w ostatnich latach oraz w ujęciu historycznym.

* Joanna Popławska, 2016, *Zastosowania wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków* (obrona 10 maja 2016 r., promotor Dr hab. Elwira Żmudzka, recenzenci: Prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, Dr hab. Zuzanna Bielec-Bąkowska)

Materiały źródłowe i metody badań

Podstawowe materiały źródłowe stanowią doniesienia o wystąpieniu małoskalowych wirów powietrznych na obszarze Polski. Pozyskano je z bazy danych o groźnych zjawiskach pogodowych – *European Severe Weather Database* (ESWD). W rozprawie wykorzystano także przetworzone obrazy radarowe, które zostały wykonane w niektórych dniach przejścia małoskalowych wirów powietrznych.

Zostały one udostępnione przez IMGW. Diagramy aerologiczne pozyskano z bazy danych Uniwersytetu w Wyoming, a zobrazowania satelitarne zostały udostępnione przez EUMETSAT. Do opisu warunków synoptycznych wykorzystano także dolne mapy synoptyczne (IMGW) oraz mapy topografii barycznej (*Wetterzentrale*). Analizy przestrzenne wykonano za pomocą oprogramowania *ArcGIS*, które posłużyło również do graficznej prezentacji danych. Podkłady ortofotomapy zostały udostępnione przez *Geoportal*, *Google Maps* i *Google Earth*.

Raporty o zjawiskach wirowych pozyskane z bazy danych ESWD zostały zweryfikowane na podstawie doniesień medialnych, dokumentacji filmowej i/lub fotograficznej samego wiru i zniszczeń, jakie wywołało w poszczególnych miejscowościach oraz relacji świadków. Dzięki temu było możliwe określenie potencjalnej drogi, po której poruszało się zjawisko wirowe oraz ustalenie dokładnej liczby wirów, które utworzyły się w danym dniu i w danym czasie. W ten sposób powstała autorska lista przypadków małoskalowych wirów powietrznych, które wystąpiły nad Polską w latach 2000-2014 (baza danych ESWD, ze zmianami).

Wydzielono różne okresy badawcze, co było podyktowane głównie stosowaniem coraz doskonalszych metod detekcji zjawisk wirowych, a w konsekwencji podejrzeniem niejednorodności danych na ich temat. Przeanalizowano 236 wirów powietrznych w ujęciu historycznym (do 1999 r.) oraz 297 zjawisk wirowych, które wystąpiły w ostatnich latach (2000-2014). Spośród 297 wirów powietrznych ponad 80% znalazło się w zasięgu co najwyżej 125 km od radaru meteorologicznego. Do dalszej analizy wybrano jednak tylko te zjawiska, dla których były dostępne obrazy radarowe. Stanowiło je 114 przypadków, które wystąpiły w latach 2004-2012 (polską sieć radarową oddano do użytku w 2004 r., a obrazy radarowe pozyskano do 2012 r.). Szczegółowo przeanalizowano jedynie te zjawiska, które potwierdzono lub w pełni zweryfikowano w bazie danych ESWD (odpowiednio status raportu QC1 i QC2), uwzględniając przy tym zmiany autorskie. W analizie pominięto przypadki wirów, których nie zweryfikowano lub ich wystąpienie było prawdopodobne (odpowiednio status raportu QC0 i QC0+). W ten sposób wybrano 59 zjawisk wirowych, które wystąpiły w latach 2006-2012. Na podstawie wybranych narzędzi badawczych było możliwe ustalenie z jakim rodzajem układu konwekcyjnego były one związane.

Detekcja superkomórki polegała na analizie fotointerpretacyjnej kilku obiektów wskaźnikowych na wybranych obrazach radarowych. Uwzględniono przy tym m.in.: zmienność trajektorii poruszającego się układu burzowego, obecność obszaru podwyższonej odbiciowości radarowej powyżej 50 dBZ występującej na wysokości ponad 8 km (Burgess i Lemon 1990) oraz obecność odbicia radarowego BWER i/lub WER, a także *hook echo* i *V notch*.

Na zobrazowaniach satelitarnych poszukiwano wypiętrzeń ponad kowadło chmury burzowej, świadczących o bardzo silnych prądach wstępujących powietrza. Prześlędzono też dokumentację filmową, na której zarejestrowano rotację chmury stropowej, która jest przejawem mezocyklonu w superkomórce. Obrazy radarowe analizowano z kilku godzin przed wystąpieniem danego zjawiska, a także z kilku godzin po jego pojawieniu się (w przedziale czasowym co 10 minut). Zbadano m.in. pionowy profil wiatru (VVP), wysokość wierzchołka echa radarowego (EHT), wartości odbiciowości radarowej na określonej wysokości – 2 km n.p.m. (CAPPI - dBZ), maksymalne wartości odbiciowości (MAX) i przekrój pionowy na zadanym azymucie (RHI - dBZ).

W odniesieniu do 59 wirów z okresu 2006-2012 obliczono wybrane wskaźniki: konwekcyjne, uskoku wiatru i złożone. Uwzględniono przy tym wyłącznie sondáže aerologiczne wykonane w odległości do 200 km od miejsca wystąpienia danego zjawiska wirowego i w czasie nie dłuższym niż 6 godzin przed ich pojawieniem się lub maksymalnie 3 godziny po ich utworzeniu (Potvin i in. 2010). Wykorzystano dane ze stacji położonych w Polsce (Wrocław, Legionowo, Łęba) oraz w krajach sąsiednich (Kalininograd, Poprad, Prostějov, Lindenberg, Greifswald). Wybrane wskaźniki obliczono w odniesieniu do:

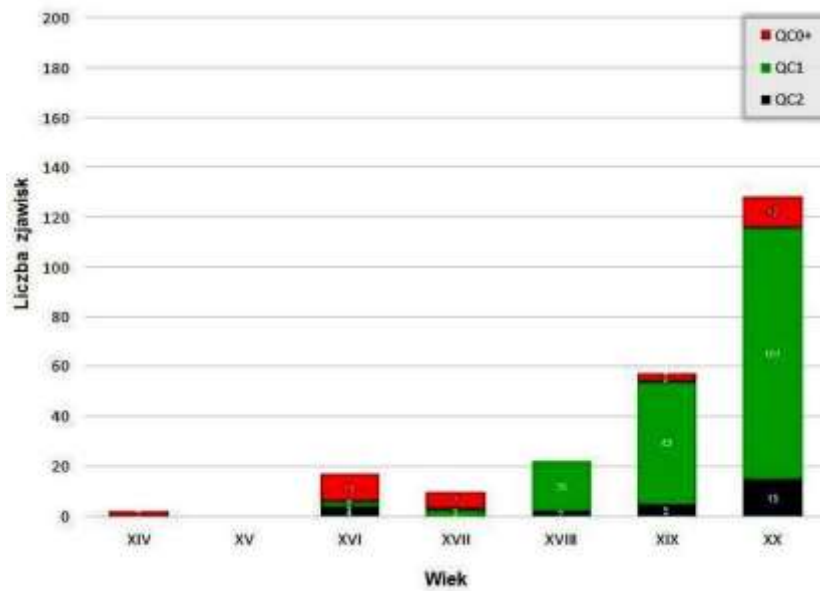
- sb – cząstki próbnej powietrza, która jest unoszona z powierzchni ziemi,
- mu – najbardziej niestabilnej cząstki próbnej powietrza,
- ml – uśrednionej cząstki próbnej powietrza.

Wyniki

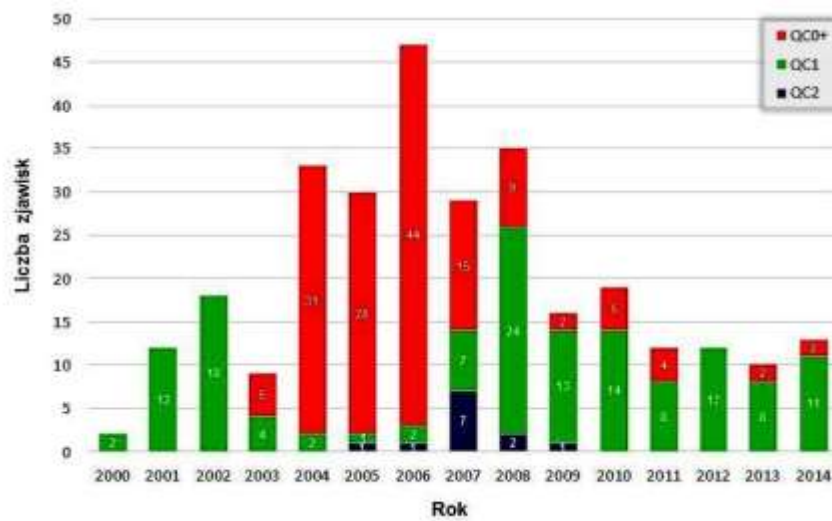
Występowanie małoskalowych wirów powietrznych na obszarze Polski w ujęciu historycznym i współcześnie (2000-2014)

Najstarsze doniesienia o małoskalowych wirach powietrznych w Polsce pochodzą z XIV w. Do 1999 r. odnotowano 236 zjawisk (ESWD), z czego ponad połowa wystąpiła w XX w. W ostatnich latach jest zauważalny wzrost częstości wirów powietrznych. W latach 2000-2014 utworzyło się aż 297 zjawisk (ryc. 1 i 2). Większość z nich wystąpiła od maja do sierpnia (do 1999 r. – 76% przypadków, w latach 2000-2014 – 82% przypadków) (ryc. 3 i 4). Najwięcej wirów tworzy się w godzinach popołudniowych – maksimum ich występowania w ostatnich latach przypada między godziną 15:00 i 16:00 UTC (16% przypadków) (ryc. 5 i 6).

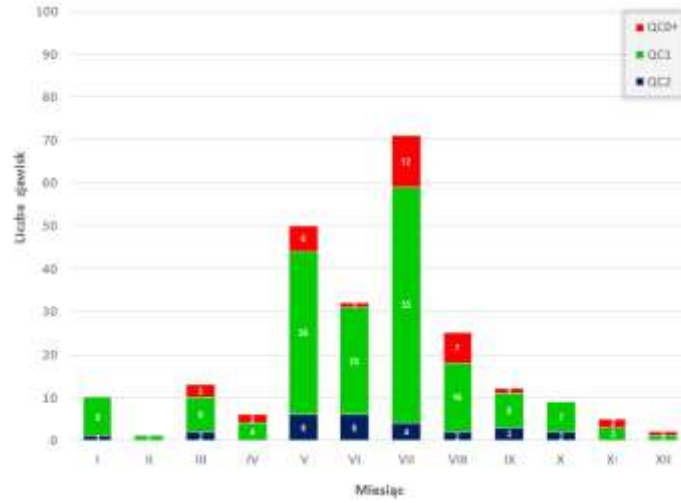
Do 1999 r. wiry powietrzne najczęściej występowały w województwie dolnośląskim, zachodniopomorskim i lubuskim (w sumie 45% przypadków). Może to jednak wynikać z faktu, że większość historycznych raportów na ich temat pochodzi ze źródeł niemieckich i jest skutkiem prowadzenia na tym obszarze długoterminowego monitoringu tych zjawisk. W latach 2000-2014 wiry powietrzne występowały nieregularnie, choć ich wzmożoną aktywność można zauważyć w pasie wybrzeża i na południu Polski (ryc. 7 i 8).



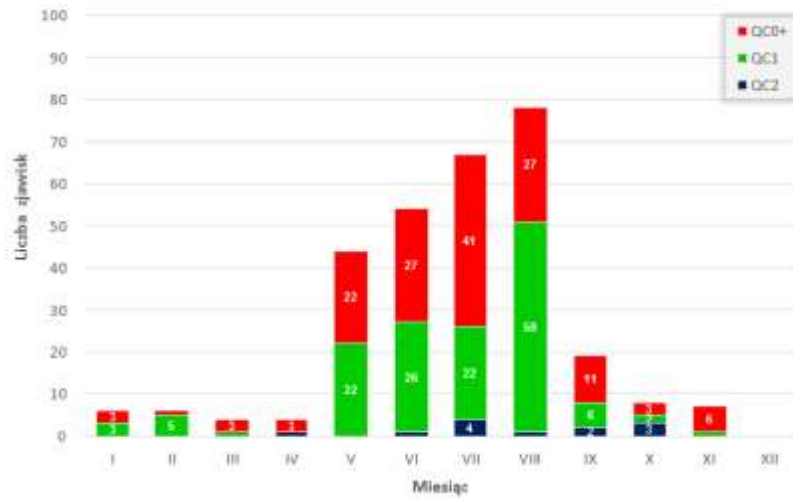
Ryc.1. Liczba wirów powietrznych na obszarze Polski



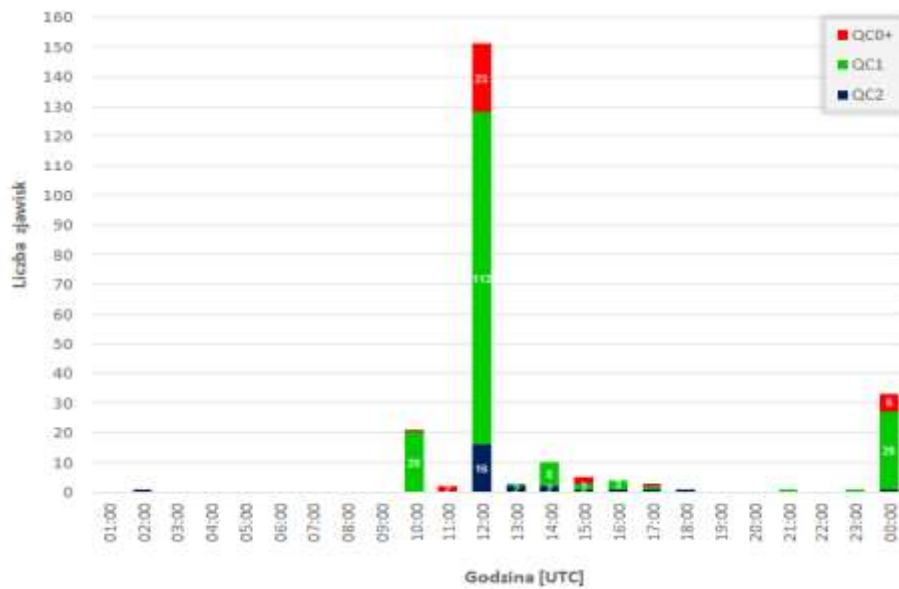
Ryc. 2. Przebieg wieloletni liczby wirów powietrznych w poszczególnych wiekach (do 1999 r.) na obszarze Polski w latach 2000-2014 w zależności od statusu raportu ESWD w zależności od statusu raportu ESWD (opracowanie własne: na podstawie ESWD) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami



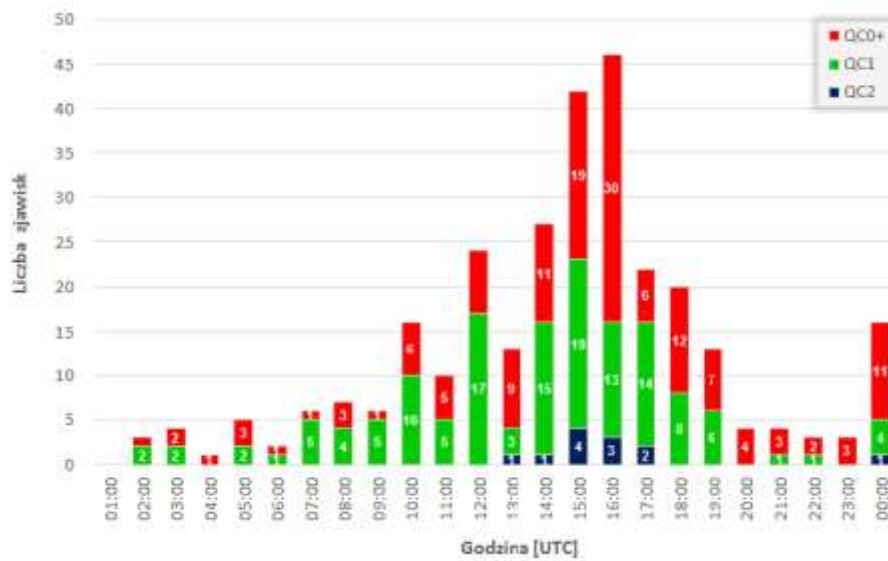
Ryc. 3. Przebieg roczny liczby wirów powietrznych



Ryc. 4. Przebieg roczny liczby wirów powietrznych na obszarze Polski w latach 1300-1999 na obszarze Polski w latach 2000-2014 w zależności od statusu raportu ESWD w zależności od statusu raportu ESWD (opracowanie własne: na podstawie ESWD) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)



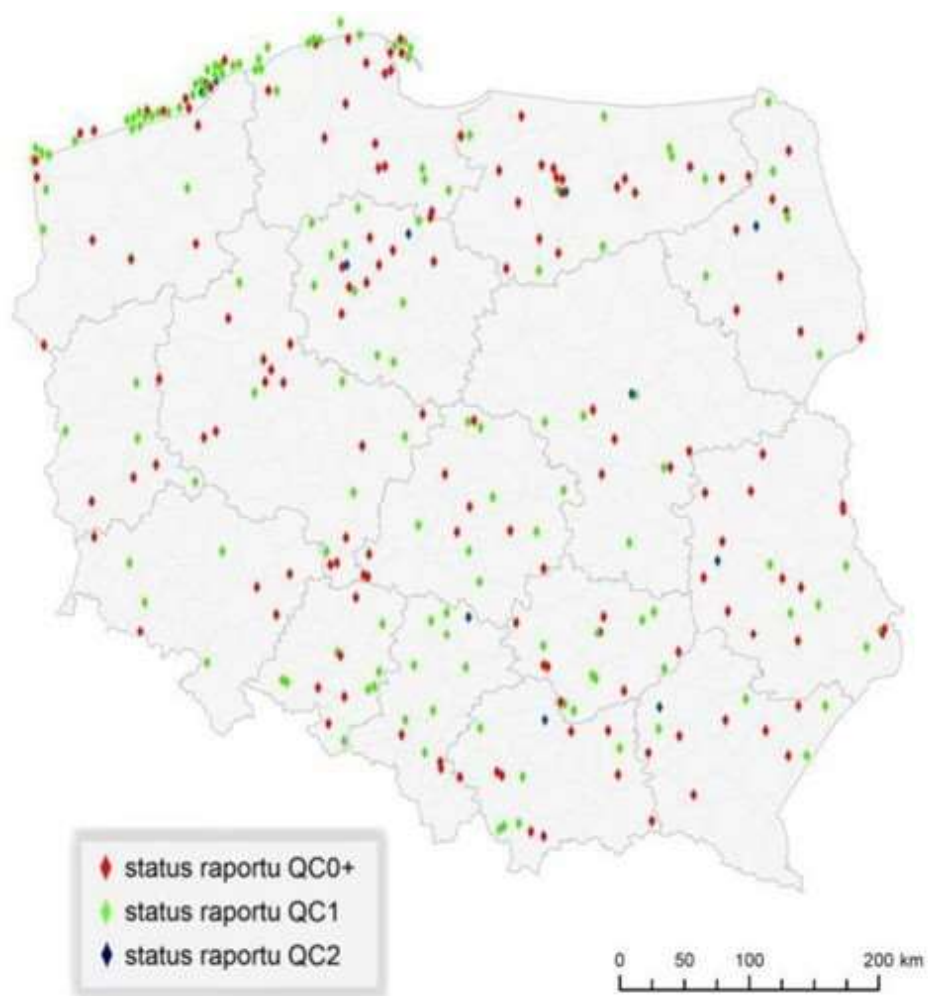
Ryc.5. Przebieg dobowy liczby wirów powietrznych



Ryc. 6. Przebieg dobowy liczby wirów powietrznych na obszarze Polski w latach 1300-1999 na obszarze Polski w latach 2000-2014 w zależności od statusu raportu ESWD w zależności od statusu raportu ESWD (opracowanie własne: na podstawie ESWD) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)



Ryc. 7. Rozmieszczenie przestrzenne wirów powietrznych w Polsce



Ryc.8. Rozmieszczenie przestrzenne wirów powietrznych w Polsce w latach 1300-1999 w zależności od statusu raportu ESWD w latach 2000-2014 w zależności od statusu raportu ESWD (opracowanie własne: na podstawie ESWD) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

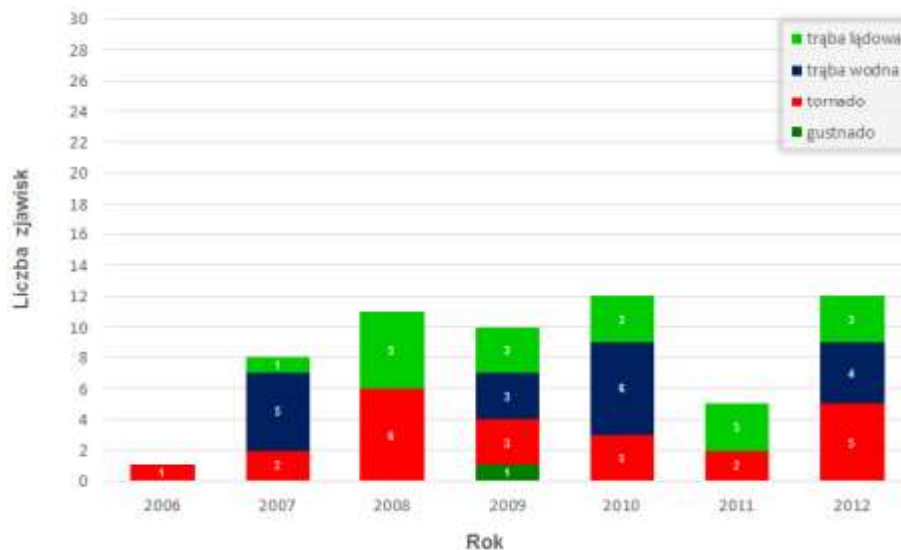
Występowanie małoskalowych wirów powietrznych na obszarze Polski w latach 2006-2012

Do szczegółowych badań wybrano 59 wirów powietrznych, które utworzyły się w Polsce w latach 2006-2012. Były to wyłącznie zjawiska o statusie raportu QC1 lub QC2 (ESWD, ze zmianami). Spośród nich prawie 70% wirów rozwinęło się nad powierzchnią lądu (41 przypadków). Pozostałe 30% wirów wystąpiło nad powierzchnią wody (17

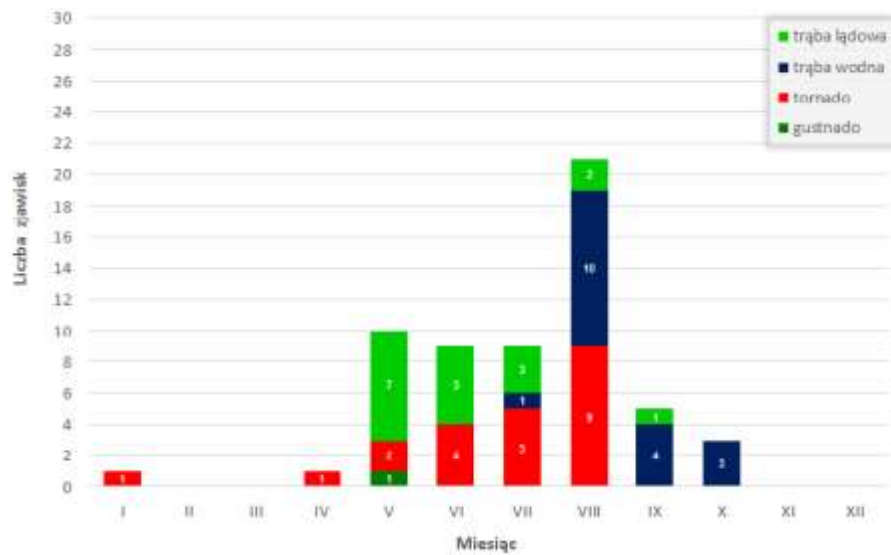
przypadków), a jedno zjawisko wirowe utworzyło się nad wodą, ale po pewnym czasie przenieśli się nad ląd.

Stosując wybrane narzędzia badawcze, określono w tak wyselekcjonowanych przypadkach rodzaj zjawiska wirowego. Udokumentowano, że wystąpiło: 22 tornada, 18 trąb powietrznych, które rozwinęły się nad powierzchnią lądu (trąby lądowe), 18 trąb powietrznych, które pojawiły się nad wodą (trąby wodne) oraz jedno zjawisko *gustnado*.

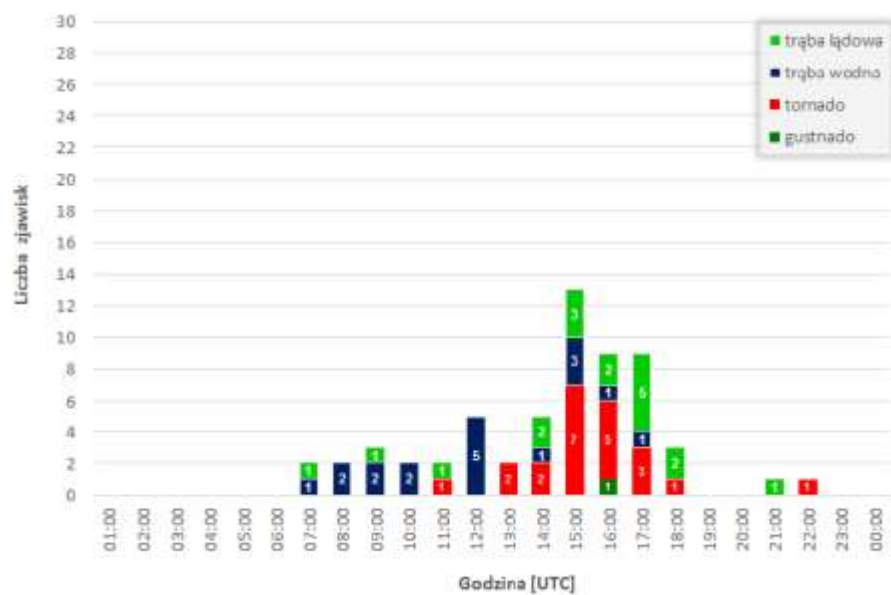
Najwięcej wirów powietrznych wystąpiło w latach 2010 i 2012 (po 12 przypadków), natomiast w 2006 r. odnotowano tylko jeden przypadek. W ciągu roku wiry najczęściej tworzyły się w sierpniu (21 przypadków). Stwierdzono wówczas 55% trąb wodnych i 40% przypadków tornad. W maju wystąpiło 10 wirów, a w czerwcu i lipcu po 9 zjawisk (ryc. 9 i 10).



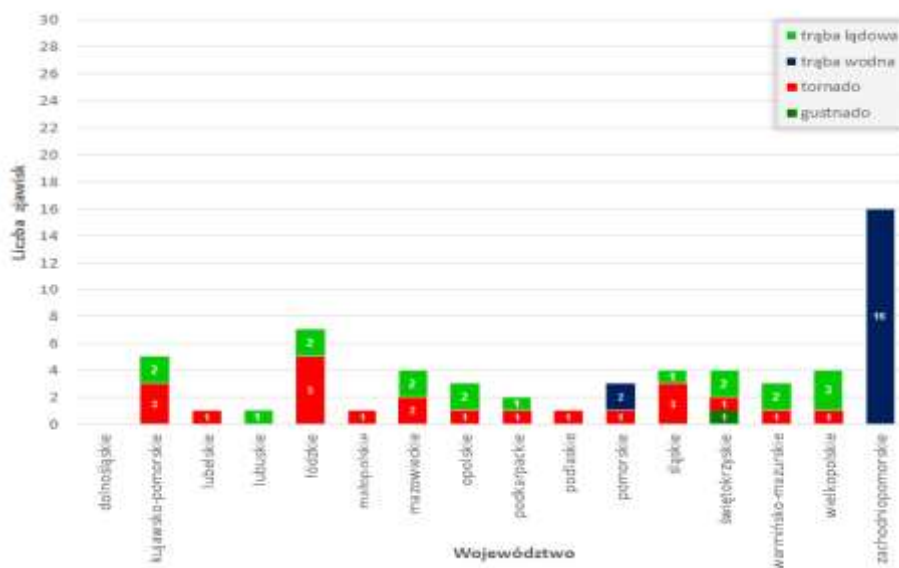
Ryc.9. Przebieg wieloletni liczby wirów powietrznych



Ryc.10. Przebieg roczny liczby wirów powietrznych na obszarze Polski w latach 2006-2012 na obszarze Polski w latach 2006-2012 w zależności od rodzaju zjawiska wirowego w zależności od rodzaju zjawiska wirowego (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)



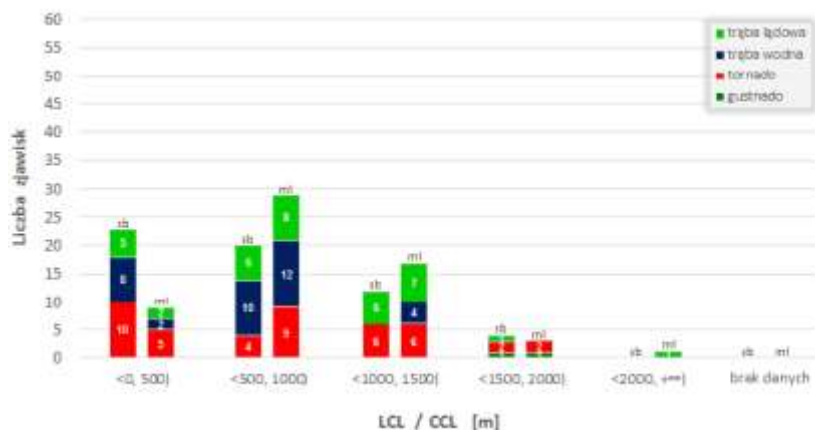
Ryc. 11. Przebieg dobowy liczby wirów powietrznych



Ryc.12. Liczba wirów powietrznych w województwach na obszarze Polski w latach 2006-2012 w zależności od rodzaju zjawiska wirowego (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Wiry powietrzne występowały między godziną 7:00 a 18:00 oraz między 21:00 a 22:00 UTC. Najczęściej rozwijały się po południu – między godziną 15:00 a 17:00 UTC (ryc. 11).

Zjawiska wirowe występowały na obszarze niemal wszystkich województw. Jedynie w województwie dolnośląskim nie odnotowano ani jednego przypadku. Wiry powietrzne najczęściej tworzyły się nad wodami Morza Bałtyckiego – w pasie wybrzeża, które przynależy do województwa zachodniopomorskiego (18 przypadków). Najwięcej tornad nad lądem wystąpiło w województwie łódzkim (5 przypadków). Trąby lądowe najczęściej tworzyły się w województwie wielkopolskim (3 przypadki) oraz łódzkim, mazowieckim, opolskim, warmińsko-mazurskim i świętokrzyskim (po 2 przypadki) (ryc. 12 i 13)



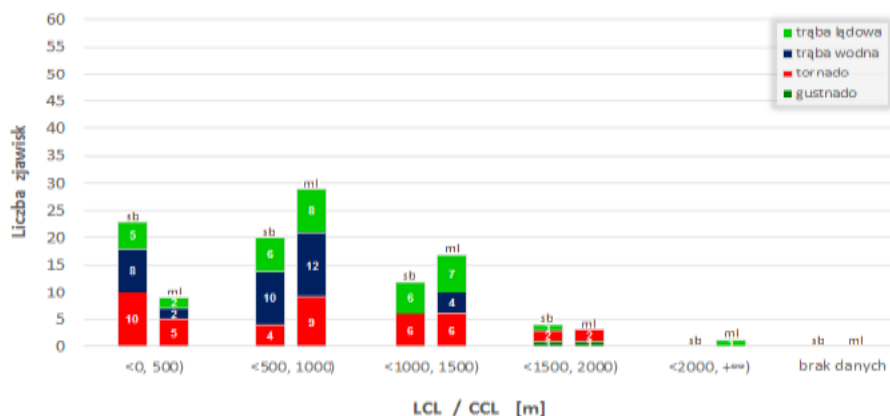
Ryc.13. Rozmieszczenie przestrzenne wirów powietrznych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od rodzaju zjawiska wirowego (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Zastosowanie wskaźników konwekcyjnych, uskoku wiatru i złożonych w detekcji małoskalowych wirów powietrznych na obszarze Polski

W latach 2006-2012 zjawiska wirowe w Polsce występowały głównie przy niskich i umiarkowanie niskich poziomach kondensacji (LCL / CCL) – poniżej 1500 m n.p.g. Częściowo jest to zgodne z wynikami badań prowadzonych w Stanach Zjednoczonych (Brooks i Craven 2002, Craven i in. 2002a). Za sprzyjające tornadom przyjęto tam wysokości sbLCL poniżej 1000 m n.p.g. W Polsce aż 75% wirów utworzyło się w takich warunkach. Mediana poziomu kondensacji w dniach z superkomórką burzową, która wywołała tornado w Polsce wyniosła 650 m n.p.g. Jest to wartość mniejsza niż obliczona z takich dni na obszarze Stanów Zjednoczonych – 780 m n.p.g. (Davies 2005). Mediana poziomu kondensacji w dniach z układami burzowymi, z których utworzyły się trąby powietrzne w Polsce wyniosła natomiast 620 m n.p.g. (sbLCL) (ryc. 14 i tab. 1).

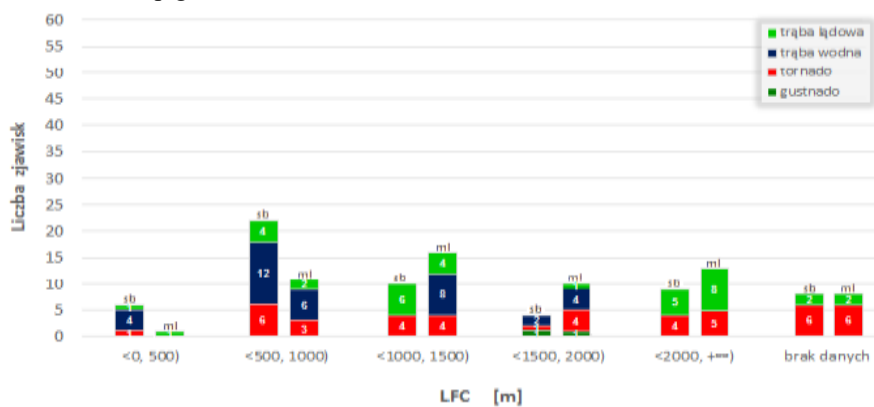
Tabela 1. Charakterystyka wskaźnika LCL / CCL [m] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne) Wskaźnik LCL / CCL

Wskaźniki LCL / CCL	Tornado			Trąby powietrzne			Ogółem		
	sb	mu	ml	sb	mu	ml	sb	mu	ml
Minimum	110	220	270	90	90	320	90	90	270
Percentyl 10	139	247	470	208	276	544	180	236	468
Percentyl 25	243	750	683	400	440	720	305	520	690
Średnia	728	1306	913	678	772	912	697	971	912
Mediana	650	1260	835	620	680	860	620	760	840
Percentyl 75	1108	1943	1243	870	990	1110	1000	1250	1130
Percentyl 90	1369	2069	1432	1174	1240	1276	1280	1970	1352
Maksimum	1860	2960	1770	1990	2560	2160	1990	2960	2160



Ryc. 14. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika LCL / CCL, obliczonego w odniesieniu do cząstki próbnej powietrza podnoszonej z ziemi (sbLCL / sbCCL) i uśrednionej z dolnych 500 m n.p.g. (mlLCL / mlCCL) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Wirom często towarzyszył też niski lub umiarkowanie niski poziom swobodnej konwekcji (LFC), którego wysokość nie przekraczała zazwyczaj 1500 m n.p.g. Wartość średnia poziomu sbLFC z dni z tornadem w Polsce wyniosła 1232 m n.p.g., natomiast z trąbą powietrzną – 1054 m n.p.g. Potwierdza to wyniki badań innych autorów, którzy wykazali, że większość tornad tworzy się w warunkach, gdy poziom LFC nie przekracza 2000 m n.p.g. (Craven i Brooks 2004, Groenmeijer i van Delden 2007) (ryc. 15 i tab. 2). Zjawiska wirowe występowały głównie w warunkach niewielkiej różnicy między poziomami swobodnej konwekcji i kondensacji (LFC - LCL / LFC - CCL). 75% przypadków utworzyło się, gdy różnica między tymi poziomami była mniejsza lub równa 450 m n.p.g.

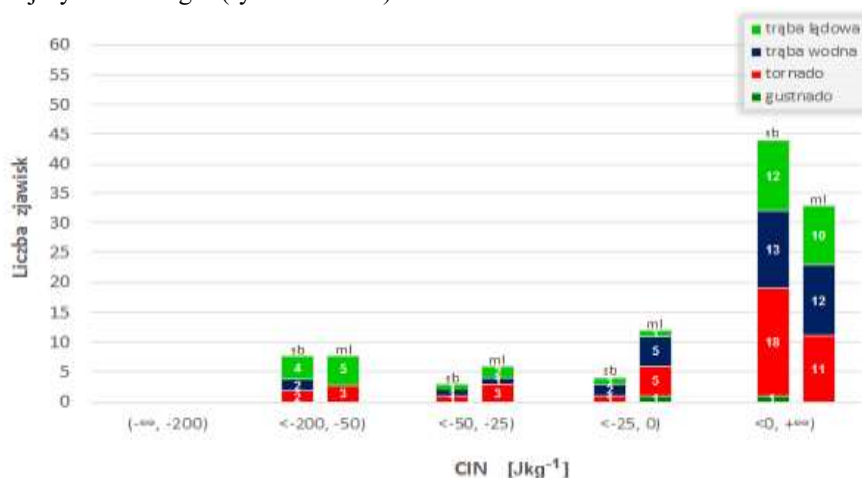


Ryc. 15. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika LFC, obliczonego w odniesieniu do cząstki próbnej powietrza podnoszonej z ziemi (sbLFC) i uśrednionej z dolnych 500 m (mlLFC) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Tabela 2. Charakterystyka wskaźnika LFC [m] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne)

Wskaźniki LFC	Tornado			Trąby powietrzne			Ogółem		
	sb	mu	ml	sb	mu	ml	sb	mu	ml
Minimum	490	490	780	240	240	320	240	240	320
Percentyl 10	520	520	835	490	490	770	490	495	770
Percentyl 25	655	738	1140	590	590	945	590	590	1060
Średnia	1232	1674	1648	1054	1077	1478	1110	1290	1531
Mediana	1005	1365	1575	800	835	1240	870	995	1310
Percentyl 75	1673	2138	2203	1250	1325	1820	1445	1673	2005
Percentyl 90	2200	3920	2630	2296	2310	2510	2390	2510	2510
Maksimum	2750	3920	2910	2790	2790	3260	2790	3920	3260

Zjawiska wirowe na obszarze Polski tworzyły się przeważnie, gdy wartość energii wstrzymującej procesy konwekcyjne (CIN) była równa 0 Jkg⁻¹. Nie istniała zatem warstwa, która mogłaby ograniczyć ruchy wstępujące powietrza. Przemawiało to wprawdzie za występowaniem bardzo dużej niestabilności atmosfery, ale nie potwierdziły tego wartości wskaźnika CAPE. Podobne wyniki uzyskali w swoich badaniach także inni autorzy (m.in. Groenemeijer 2005). W takich warunkach w Polsce wystąpiło 80% tornad oraz 70% trąb powietrznych. Ponadto 25% zjawisk wirowych utworzyło się, gdy wskaźniki sbCIN i muCIN nie przekroczyły -5 Jkg⁻¹, a wskaźnik mlCIN był mniejszy od -20 Jkg⁻¹ (ryc. 16 i tab. 3).

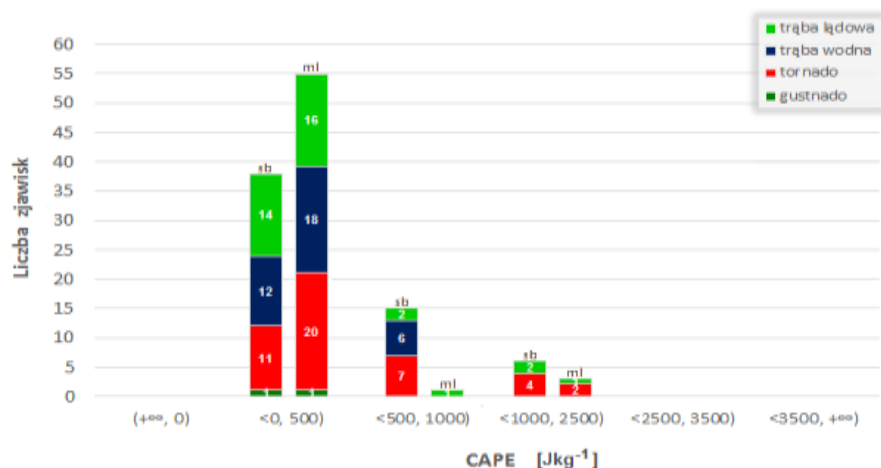


Ryc. 16. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika CIN, obliczonego w odniesieniu do cząstki próbnej powietrza podnoszonej z ziemi (sbCIN) i uśrednionej z dolnych 500 m (mlCIN) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Tabela 3. Charakterystyka wskaźnika CIN [Jkg-1] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne)

Wskaźnik CIN	Tornado			Trąby powietrzne			Ogółem		
	sb	mu	ml	sb	mu	ml	sb	mu	mu
Minimum	-120	-120	-170	-110	-110	-130	-120	-120	-170
Percentyl 10	-47	-47	-77	-68	-50	-78	-62	-50	-82
Percentyl 25	0	0	-35	-10	-10	-10	-5	-5	-20
Średnia	-12	-11	-25	-18	-14	-19	-15	-13	-21
Mediana	0	0	-5	0	0	0	0	0	0
Percentyl 75	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Percentyl 90	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Maksimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Energia potencjalna dostępna konwekcyjnie (CAPE) obliczona z dni, podczas których w Polsce wystąpiły wiry, ani razu nie osiągnęła tak znaczących wartości, jakie są cytowane w literaturze amerykańskiej – powyżej 2500 Jkg-1. Wiry występowały najczęściej, gdy wskaźnik CAPE nie przekraczał 500 Jkg-1. Wartości pierwszego i trzeciego kwartyla wskaźnika sbCAPE z dni z tornadem wyniosły 0 Jkg-1 i 838 Jkg-1, a z trąbą powietrzną – odpowiednio 100 Jkg-1 i 500 Jkg-1. Mediana tego wskaźnika wyniosła w przypadku tornad 480 Jkg-1, a trąb powietrznych – 240 Jkg-1. W Stanach Zjednoczonych 30% wirów tworzy się w podobnych warunkach, 10% przypadków powstaje, gdy wskaźnik CAPE nie przekracza 250 Jkg-1 (Guyer i Dean 2010). Analiza pojedynczych zjawisk pozwoliła stwierdzić, że niskim wartościom CAPE, towarzyszyły zazwyczaj bardzo silne pionowe uskoki wiatru. Potwierdzają to też badania innych autorów m.in. Walczakiewicza i in. (2011) (ryc. 17 i tab. 4).

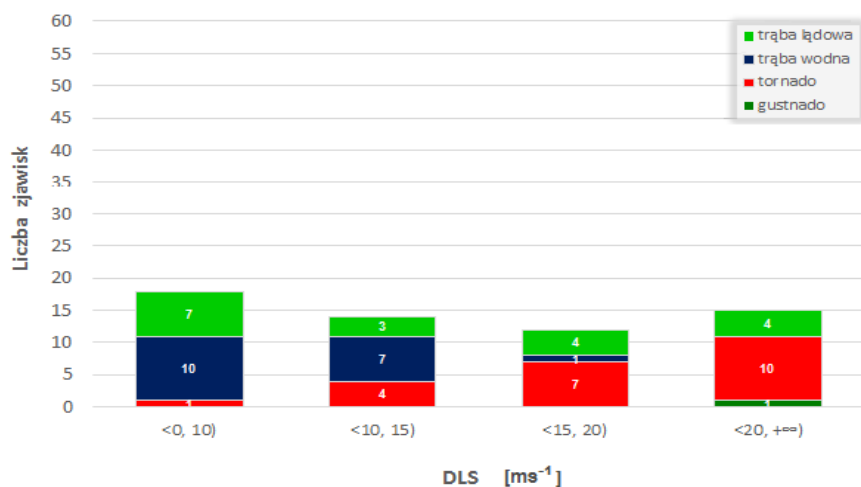


Ryc. 17. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika CAPE, obliczonego w odniesieniu do cząstki próbnej powietrza podnoszonej z ziemi (sbCAPE) i uśrednionej z dolnych 500 m n.p.g. (mlCAPE) (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Tabela 4. Charakterystyka wskaźnika CAPE [Jkg⁻¹] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne)

Wskaźniki CAPE	Tornado			Trąby powietrzne			Ogółem		
	sb	mu	ml	sb	mu	ml	sb	mu	ml
Minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Percentyl 10	0	0	0	10	28	0	0	0	0
Percentyl 25	0	3	0	100	120	20	70	70	10
Średnia	553	560	215	352	358	113	427	433	151
Mediana	480	480	110	240	280	60	300	300	60
Percentyl 75	838	838	223	500	500	150	575	575	150
Percentyl 90	1201	1201	389	686	686	194	968	968	312
Maksimum	1880	1880	1380	2230	2230	1020	2230	2230	1380

Najwięcej tornad wystąpiło przy dużym uskoku wiatru w warstwie od 0 do 6 km n.p.g. (DLS), który przekraczał 20 ms⁻¹. Trąby powietrzne rozwijały się przy niższych jego wartościach (poniżej 15 ms⁻¹). Mediana DLS w dniach z tornadem wyniosła 17,1 ms⁻¹, a z trąbą powietrzną – 13,4 ms⁻¹ (ryc. 18 i tab. 5). Analizowane przypadki tornad występowały zarówno przy małych wartościach CAPE, ale przy dużych uskokach wiatru: 15 VIII 2008 r., sbCAPE – 170 Jkg⁻¹, DLS – 26,6 ms⁻¹ (sondaż z Legionowa, 12:00 UTC), jak i przy dużych wartościach CAPE, ale za to przy małych uskokach wiatru: 30 VI 2009 r., sbCAPE – 2690 Jkg⁻¹, DLS – 2,9 ms⁻¹ (sondaż z Legionowa, 12:00 UTC) oraz pojawiały się w warunkach, kiedy wartości zarówno CAPE jak i DLS były zbliżone do średnich: 14 VII 2012 r., sbCAPE – 800 Jkg⁻¹, DLS – 15,0 ms⁻¹ (sondaż z Łeby, 12:00 UTC).

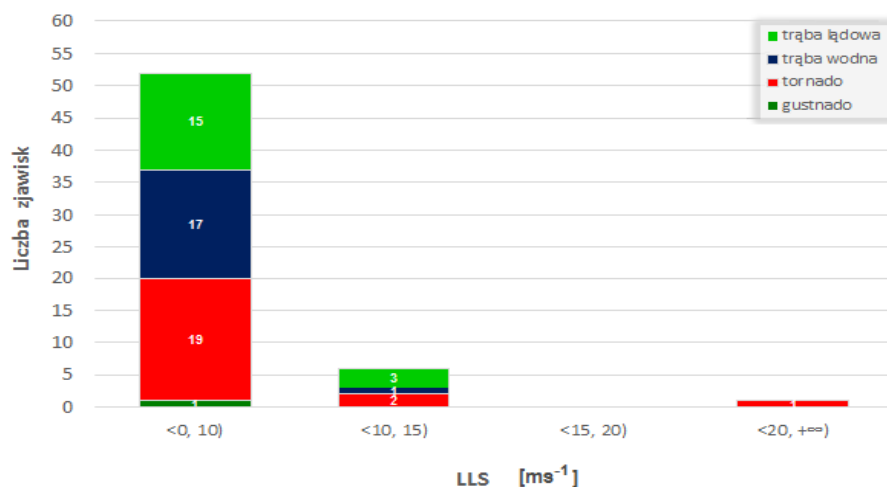


Ryc. 18. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika DLS (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Tabela 5. Charakterystyka wskaźnika DLS [ms⁻¹] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne)

Wskaźniki DLS	Tornado	Trąby powietrzne	Ogółem
Minimum	8,4	2,6	2,6
Percentyl 10	11,6	6,3	8,1
Percentyl 25	15,0	9,2	9,4
Średnia	18,9	13,1	15,2
Mediana	17,1	13,4	13,5
Percentyl 75	23,2	16,7	20,4
Percentyl 90	25,5	22,4	24,3
Maksimum	31,9	26,7	31,9

95% zjawisk wirowych utworzyło się, gdy uskok wiatru w warstwie od 0 do 1 km n.p.g. (LLS) był niewielki i nie przekraczał 10 ms⁻¹. Zgodnie z badaniami Brooksa i Cravena (2002) wartości te nie przemawiały za rozwojem silnych zjawisk wirowych. Wartość średnia LLS w dniach z tornadem była równa 8 ms⁻¹, a w dniach z trąbą powietrzną wyniosła 5,9 ms⁻¹. 25% przypadków utworzyło się, gdy wskaźnik LLS nie przekraczał 5 ms⁻¹. Mediana LLS z dni z tornadem była równa 7,1 ms⁻¹, a pierwszy i trzeci kwartył przyjmował wartości 6,1 i 8,6 ms⁻¹. Mediana LLS z dni z trąbą powietrzną była jeszcze niższa i wyniosła zaledwie 5,3 ms⁻¹, natomiast wartości pierwszego i trzeciego kwartyła były równe odpowiednio 4,1 i 7,0 ms⁻¹. Mediana LLS w dniach z wirem w Polsce według badań Walczakiewicza i in. (2011) była podobna – 7,3 ms⁻¹, a pierwszy i trzeci kwartył wyniósł 5,8 i 10,3 ms⁻¹ (ryc. 19 i tab. 6).

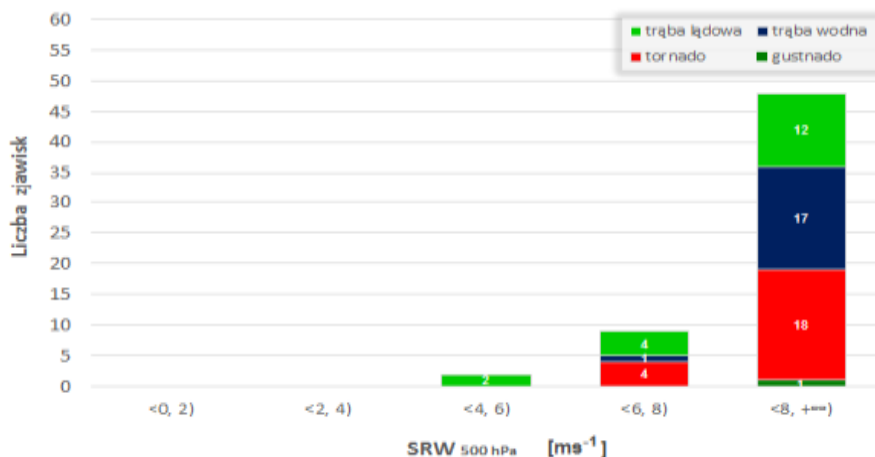


Ryc. 19. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika LLS (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Tabela 6. Charakterystyka wskaźnika LLS [ms⁻¹] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne)

Wskaźniki LLS	Tornado	Trąby powietrzne	Ogółem
Minimum	2,1	1,4	1,4
Percentyl 10	5,2	3,1	3,4
Percentyl 25	6,1	4,1	5,0
Średnia	8,0	5,9	6,7
Mediana	7,1	5,3	6,1
Percentyl 75	8,6	7,0	7,4
Percentyl 90	12,7	9,7	10,1
Maksimum	20,9	13,4	20,9

Przepływ powietrza względem układu burzowego na wysokości 500 hPa (SRW500 hPa) w ponad 80% przypadków przemawiał za możliwym wystąpieniem zjawisk wirowych. Mediana SRW500 hPa w dniach z tornadem wyniosła 9,5 ms⁻¹, a z trąbą powietrzną – 10,0 ms⁻¹. Kerr i Darkow (1996) dowiedli, że wiry powietrzne na obszarze Stanów Zjednoczonych występują przeważnie, gdy wskaźnik SRW500 hPa wynosi co najmniej 8,0 ms⁻¹. W Polsce pierwszy i trzeci kwartył był równy 8,1 i 10,9 ms⁻¹ w odniesieniu do dni z tornadem oraz 9,1 i 11,4 ms⁻¹ w odniesieniu do dni z trąbą powietrzną. Największa prędkość wiatru wiejącego w superkomórkę burzową, która wywołała tornado, wyniosła prawie 18 ms⁻¹, a w układ burzowy, z którego utworzyła się trąba powietrzna, przekraczała nieco ponad 13 ms⁻¹ (ryc. 20 i tab. 7).



Ryc. 20. Liczba wybranych zjawisk wirowych w Polsce w latach 2006-2012 w zależności od wartości wskaźnika SRW500 hPa (opracowanie własne: na podstawie ESWD, ze zmianami)

Tabela.7. Charakterystyka wskaźnika SRW500 hPa [ms⁻¹] w dniach wystąpienia wybranych zjawisk wirowych w Polsce (2006-2012) (opracowanie własne)

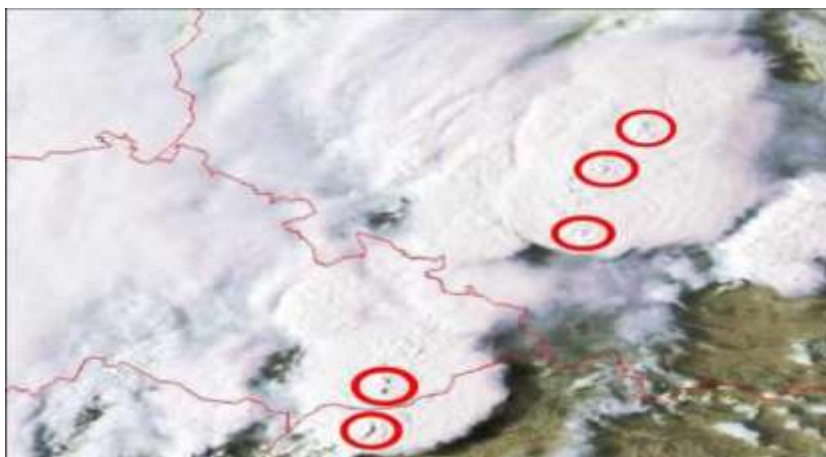
Wskaźniki SRW500 hPa	Tornado	Trąby powietrzne	Ogółem
Minimum	6,2	4,9	4,9
Percentyl 10	7,2	7,3	7,1
Percentyl 25	8,1	9,1	8,1
Średnia	10,2	9,8	9,9
Mediana	9,5	10,0	9,8
Percentyl 75	10,9	11,4	11,4
Percentyl 90	13,1	12,0	12,6
Maksimum	17,9	13,1	17,9

Zastosowanie zobrażeń satelitarnych i radarowych w detekcji małoskalowych wirów powietrznych na obszarze Polski

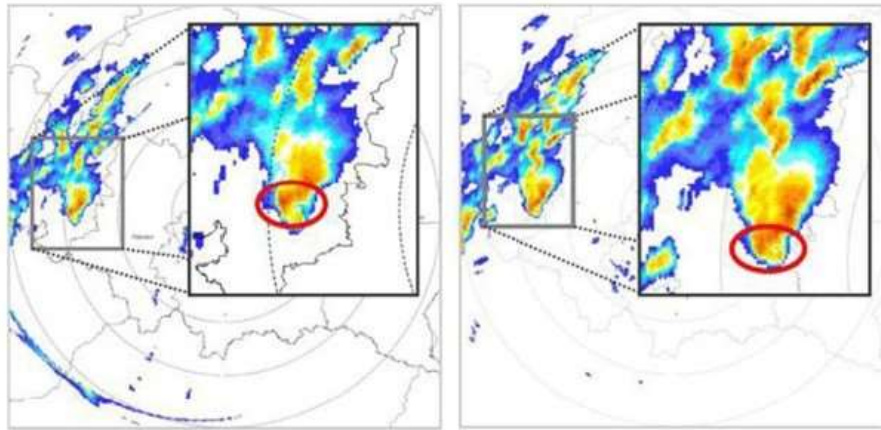
Na podstawie analizy wybranych przypadków małoskalowych wirów powietrznych stwierdzono, że:

- na zobrażeniach satelitarnych w paśmie widzialnym (VIS) jest możliwe rozpoznanie charakterystycznych wypiętrzeń, które przebijają się ponad kowadło chmury *Cumulonimbus* (*overshooting tops*). Są one widoczne, gdyż rzucają na nią swój cień (ryc. 21). Stanowią one przejaw silnych prądów wstępujących powietrza i jeden z symptomów tworzenia się mezocyklonu, który odpowiada za rozwój tornad. Ich rozpoznanie jest możliwe dzięki metodzie fotointerpretacyjnej.

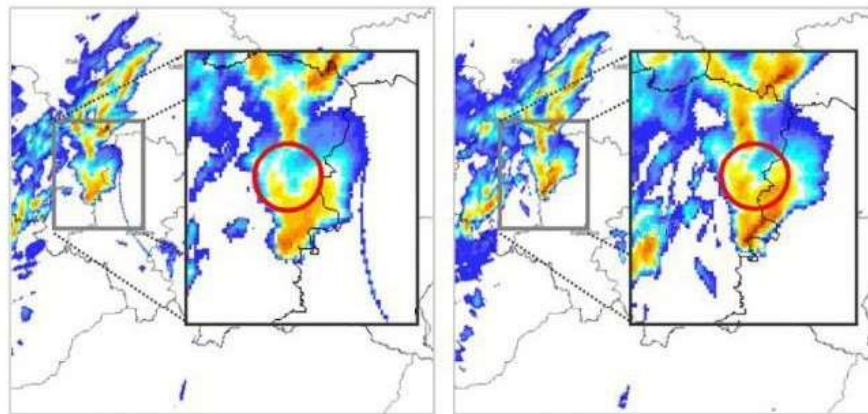
- w ponad 75% przypadków superkomórek burzowych, które wywołały tornada, na obrazach radarowych wykryto odbicie *hook echo* (ryc. 22). Pojawiało się ono średnio na kilkanaście minut przed zejściem tornada, choć nie zawsze było w równym stopniu widoczne. Jego niekiedy słabszy rozwój na obrazie radarowym, nie może być jednak utożsamiany z mniejszym zagrożeniem ze strony superkomórki burzowej.
- świadectwem wystąpienia superkomórki burzowej było też pojawienie się odbicia radarowego w kształcie litery „V”, które jest dowodem na rozbieżność wiatrów w strefie głównego prądu wstępującego powietrza (przednia część superkomórki). Może ono zapowiadać zejście w niedługim czasie silnego prądu zstępującego. W literaturze jest ono znane jako *V Notch* (ryc. 23).



Ryc. 21. Wypiętrzenia ponad kowadła superkomórek burzowych świadczące o obecności silnych prądów wstępujących nad Polską (w czerwonej obwódce) – widoczne na zobrazowaniu satelitarzym (VIS – pasmo widzialne) w dniu 15 VIII 2008 r. o godzinie 15:30 UTC (źródło: METEOSAT, <http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/satpics/Bern/2008/>)



Ryc. 22. Odbicie radarowe *hook echo* (czerwona obwódka) nad południową Polską w dniu 15 VIII 2008 r. o godzinie 14:40 UTC (a) i 14:50 UTC (b) (źródło: IMGW, *CAPPI (dBz) Brzuchania*)



Ryc. 23. Odbicie radarowe *V notch* (czerwona obwódka) nad południową Polską w dniu 15 VIII 2008 r. o godzinie 15:00 UTC (a) i 15:10 UTC (b) (źródło: IMGW, *CAPPI (dBz) Brzuchania*)

Podsumowanie

Małoskalowe wiry powietrzne występują lokalnie, co utrudnia ich monitorowanie. Do najważniejszych metod ich detekcji należy analiza synoptyczna. Niezbędnych informacji dostarczają też mezoskalowe numeryczne modele pogody oraz sondáže aerologiczne, dzięki którym można obliczyć wskaźniki prognostyczne. Przydatne są także obrazy radarowe i satelitarne.

W rozprawie wykazano, że na obszarze Polski sezon zjawisk wirowych trwa od maja do września (maksimum częstości w ciągu roku przypada na sierpień). Wiry powietrzne tworzą się przeważnie w godzinach popołudniowych. Zjawiska wirowe związane z mezocyclonem występowały na ogół między godziną 11:00-18:00 UTC (głównie na obszarze: Wyżyny Śląskiej, Wyżyny Krakowsko- Częstochowskiej i Wy-

żyny Przedborskiej oraz pogranicza Wzniesień Południowomazowieckich i Niziny Południowowielkopolskiej). Wiry powietrzne niezwiązane z mezocyklonem pojawiały się od wczesnych godzin porannych (zwykle we wschodniej części Pojezierza Wielkopolskiego i wzdłuż wybrzeża Morza Bałtyckiego).

Najbardziej przydatne w detekcji wirów powietrznych w Polsce są wskaźniki konwekcyjne: LCL i CAPE. Duże znaczenie prognostyczne mają też wskaźniki uskoku wiatru: DLS i LLS. W warunkach polskich detekcja wirów na podstawie wskaźników złożonych jest ograniczona. Spośród wskaźników złożonych żaden nie sprawdził się w warunkach polskich. Udokumentowano, że dużym uskokom wiatru często towarzyszą obniżone wartości CAPE, a gdy występuje duża chwiejność atmosfery, uskoki wiatru są niewielkie.

Analiza obrazów radarowych potwierdziła różnice w trajektorii superkomórek burzowych, które wywołały tornada i układów konwekcyjnych, z których rozwinęły się trąby powietrzne. W detekcji tornad było użyteczne wykrycie odbicia radarowego *hook echo*, które świadczy o obecności mezocyklonu w tylnej części burzy. Zobrazowania satelitarne były przydatne w rozpoznaniu wypiętrzeń ponad kowadła chmur burzowych, które są przejawem silnych prądów wstępujących.

Kompleksowe wykorzystanie różnych narzędzi do monitorowania zjawisk wirowych, przy jednoczesnym doprecyzowaniu warunków ich powstawania (wartości progowych wskaźników konwekcyjnych, uskoku wiatru i złożonych), pozwoli na zwiększenie dokładności określenia ryzyka pojawienia się wiru w danym miejscu i czasie. Istotne znaczenie ma weryfikacja otrzymanych wyników na podstawie większej liczby przypadków zjawisk wirowych.

LITERATURA

- Brooks H.E., Craven J.P., 2002, A database of proximity soundings for significant severe thunderstorms, 1957-1993, [w:] „Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms”, materiały konferencyjne, 12-16 VIII 2002 r., San Antonio, American Meteorological Society, Boston, 639-642.
- Burgess D.W., Lemon L.R., 1990, Severe thunderstorm detection by radar, Chapter 30a, Radar In Meteorology, Ed. D. Atlas, American Meteorological Society, Boston, 619-647.
- Craven J.P., Brooks H.E., Hart J.A., 2002 a, Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection, [w:] „Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms”, materiały konferencyjne, 12-16 VIII 2002 r., San Antonio, American Meteorological Society, 643-646.
- Davies J.M., 2005, Tornadoes associated with small SRH or high LCL environments, *Weather and Forecasting*, 21, 4, 579-594.
- Groenemeijer P.H., 2005, Sounding-derived parameters associated with severe convective storms in the Netherlands, praca magisterska wykonana w Institute of Marine and Atmospheric Research, Utrecht.
- Groenemeijer P.H., van Delden A., 2007, Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands, *Atmospheric Research*, 83, 2-4, 473-487.
- Guyer J.L., Dean A.R., 2010, Tornadoes within weak CAPE environments across the Continental United States, 25th Convergence on Severe Local Storms, 11-14 X 2010, Denver.
- Kerr B.W., Darkow G.L., 1996, Storm-Relative Winds and Helicity in the Tornadoic Thunderstorm Environment, *Weather and Forecasting*, 11, 4, 489-505.
- Potvin C., Elmore K., Weiss S., 2010, Assessing the impacts of proximity sounding criteria on the climatology of significant tornado environments, *Weather Forecasting*, 25, 921-930.
- Walczakiewicz S., Ostrowski K., Surowiecki A., 2011, Warunki synoptyczne występowania trąb powietrznych w Polsce w latach 2001-2010, [w:] Współczesne trendy w naukach o Ziemi, Geo-Symposium Młodych Badaczy Silesia, Cieszyn, 19-21 X 2011, 43-52.

IV. MAKSYMALNE DOBOWE SUMY OPADÓW I POKRYWA ŚNIEŻNA W POLSCE NA PRZYKŁADZIE WARSZAWY I KRAKOWA

4.1. Maksymalne dobowe sumy opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

Opady są zwykle wywołane przez fronty atmosferyczne przemieszczające się znad Oceanu atlantyckiego nad Polskę. Duże natężenie deszczu występuje przeważnie podczas burz frontalnych i przy silnej konwekcji wilgotnego powietrza. Opady atmosferyczne w Polsce w latach 1951-1980 scharakteryzowano podając przebiegi roczne miesięcznych sum i liczby dni z opadem. Sumy miesięczne opadów wahają się od 32 do 104 mm, a suma roczna wynosi 634 mm. Liczba dni z opadem w ciągu roku zmienia się od 11 do 16, a suma roczna wynosi 160.

Opady pochodzenia konwekcyjnego (burzowego) powodują, iż miesięczne sumy są większe w porze letniej niż zimowej. Zimowe minimum opadu występuje przy największym zachmurzeniu nieba i wilgotności względnej powietrza oraz nieco większej liczbie dni z opadem. W chłodnej porze roku natężenie opadów jest małe wskutek małej zawartości pary wodnej w atmosferze. Przewaga sum opadów letnich nad zimowymi świadczy o przewadze cech kontynentalnych klimatu Polski.

Najistotniejszą cechą przestrzennego rozkładu rocznych sum opadów atmosferycznych na terenie Polski w latach 1951-1980 jest jego strefowość. Pas nizin Polski – cała Kraina Wielkich Dolin – otrzymuje rocznie poniżej 600 mm opadów, a więc mniej od normy przeciętnej sumy rocznej opadów w Polsce. Szczególnie małe sumy opadów występują w centralnej Polsce (około 500 mm). Na północy kraju opady są większe i w części północnej Pojezierza Pomorskiego przekraczają 650 mm. Najwyższe sumy opadów w tym rejonie nie osiągają jednak 700 mm. Również na obszarze Wzniesień Elbląskich roczna suma opadów przekracza 650 mm.

Na południe od pasa nizin środkowopolskich opady wzrastają wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Wyżyna Małopolska i Lubelska otrzymują średnio ponad 550 mm wody opadowej, a bardziej wyniesione pasmo Gór Świętokrzyskich powyżej 650 mm.

Dalej na południe, w kierunku Karpat, sumy opadów szybko rosną i w partiach szczytowych Tatr dochodzą do 1600-1700 mm. W Sudetach sumy opadów są nawet wyższe niż na tych samych wysokościach w Karpatach, dochodząc do 1200-1300 mm. Pogórze Sudeckie otrzymuje natomiast mniej opadów, gdyż stosunkowo łagodnie przechodzi w Nizinę Śląską, w przeciwieństwie do Pogórza Karpackiego o ostro zarysowanym progum.

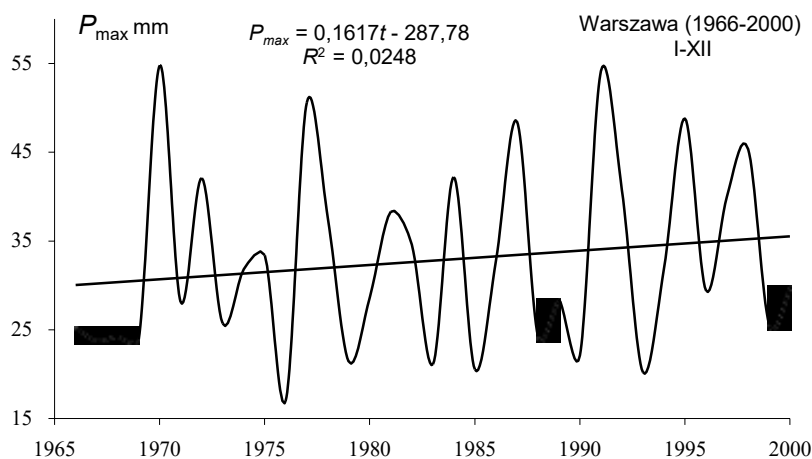
Miesiącem o najwyższych sumach opadów jest przeważnie lipiec, miejscami sierpień, w górach czasem czerwiec. Średnie sumy opadów w tych miesiącach wahają się około 70-120 mm na nizinach, a w górach osiągają 150-240 mm. Najuboższy w opady jest przełom zimy i wiosny, kiedy to nawet w wysokich partiach gór miesięczne sumy opadów nieznacznie tylko przekraczają 100 mm, natomiast na nizinach są najczęściej rzędu 20-30 mm.

W ostatnim 30-leciu 1971-2000 suma roczna opadów atmosferycznych w pasie nizin Polski zmniejszyła się poniżej 550 mm.

Zmalała też liczba dni z opadem atmosferycznym – zwłaszcza w pasie nizin do poniżej 100.

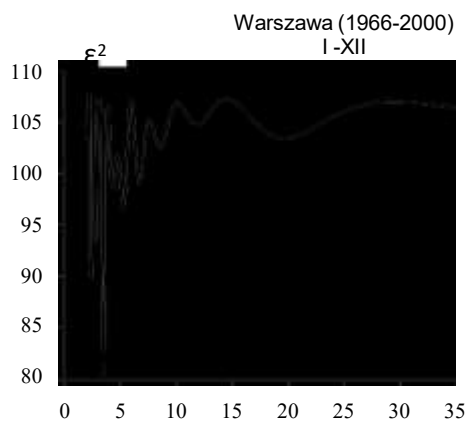
Maksymalne sumy dobowe przekraczają często średnie sumy miesięczne. W Warszawie zanotowane dotychczas maksimum dobowe wynosi 87 mm. Największe sumy dobowe opadów występują na stokach gór przy adwekcji wilgotnego powietrza z północy – od strony dowietrznej. W takim przypadku zmierzono 30 czerwca 1973 r. na Hali Gąsienicowej największy opad 300 mm. Sumy dobowe jakie zanotowano podczas katastrofalnych deszczów w lipcu 1934 roku, stały się maksimumami bezwzględными, osiągając w Zakopanem 174 mm, na Hali Gąsienicowej 253 mm i w Witowie 285 mm.

Maksymalne dobowe sumy opadów atmosferycznych (P_{max} , mm) w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 przedstawiono na wykresach: przebiegi czasowe wraz z równaniami prostych regresji, widma, histogramy i rozkłady prawdopodobieństwa (rys. 1-4 i rys. 5-8). Okresy Θ , amplitudy b , przesunięcia fazowe c , wariancje resztkowe ε^2 i współczynniki korelacji R w przypadku roku zestawiono w tab.1-2.



Rys. 1. Tendencje maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 1. The tendency of maximal daily precipitation sums (P_{max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year



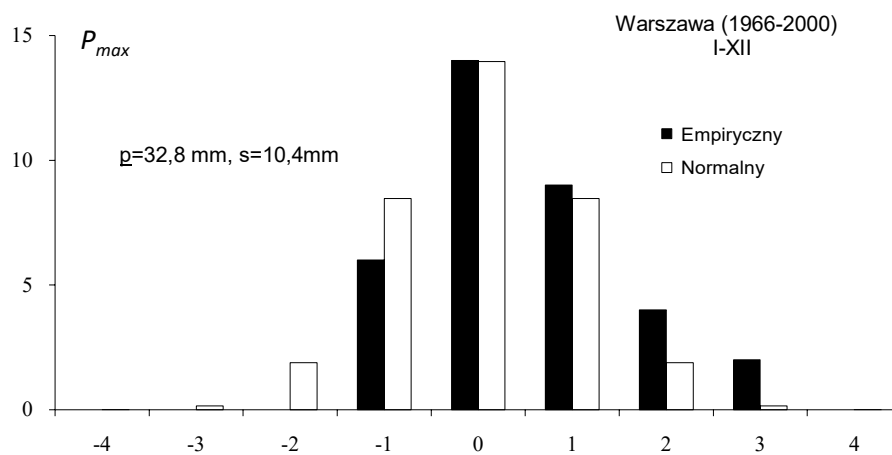
Rys. 2. Widmo maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 2. Spectrum of maximal daily precipitation sums (P_{max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year

Tabela 1. Cykle maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, $\hat{\varepsilon}^2$ – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

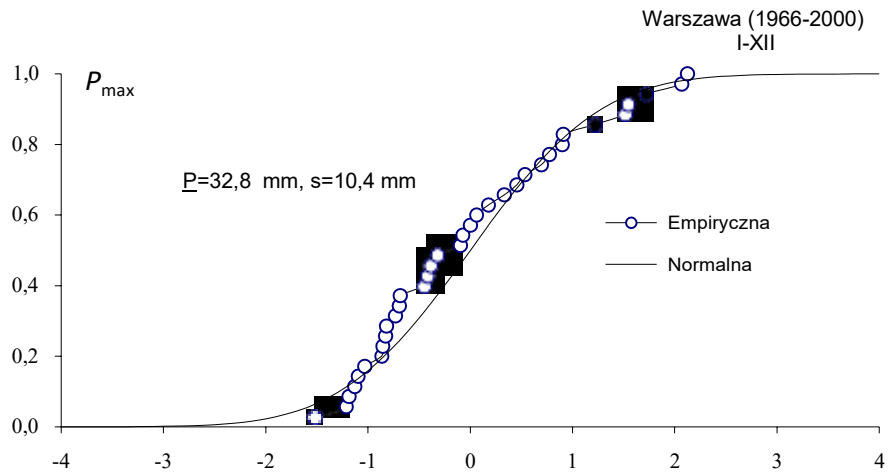
Table 1. The cycles of maximal daily precipitation sums (P_{max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, $\hat{\varepsilon}^2$ – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	$\hat{\varepsilon}^2$	R
2,4	5,693	3,0410	89,857	0,403
2,8	5,345	-0,9420	93,410	0,359
3,4	6,983	-2,1345	80,608	0,499
4,3	5,517	1,6338	98,573	0,285
5,3	4,243	2,6515	96,604	0,315
6,7	2,810	0,5874	98,975	0,278
8,5	1,806	2,6835	102,522	0,210
11,8	1,001	1,3676	104,692	0,155
19,7	1,673	0,3588	103,366	0,191

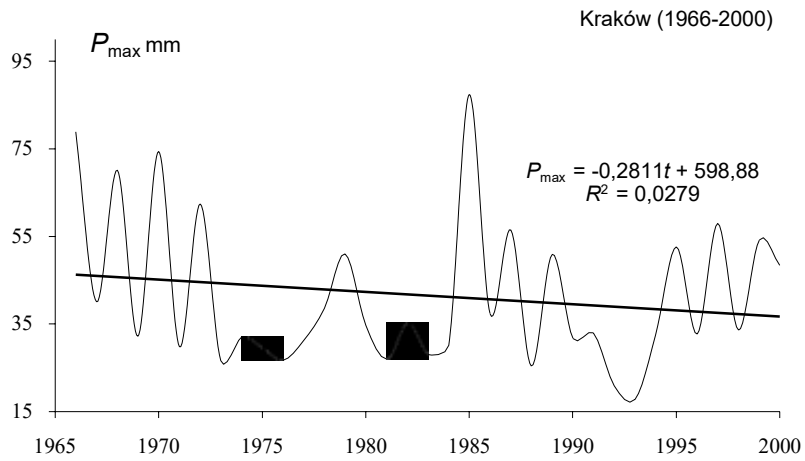


Rys. 3. Histogramy maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok

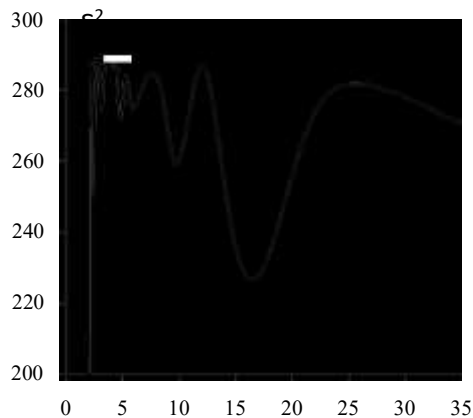
Fig. 3. The histograms of maximal daily precipitation sums (P_{max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 4. Prawdopodobieństwo (dystrybuanta) maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 4. Probability of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 5. Tendencje maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 5. The tendency of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year



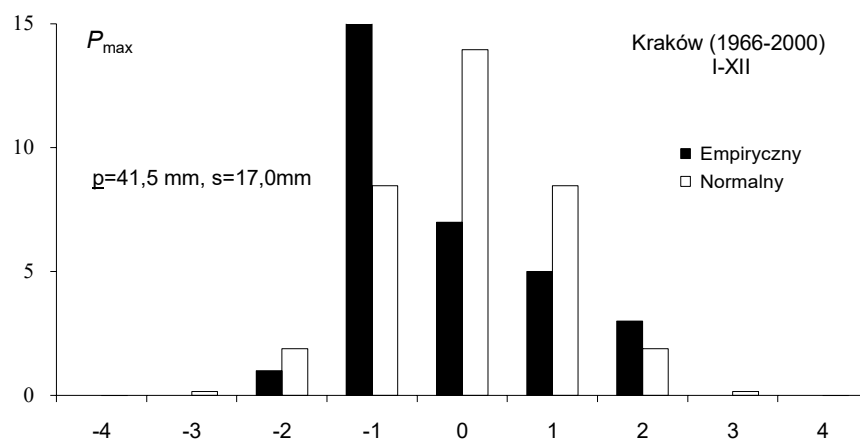
Rys. 6. Widmo maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 6. Spectrum of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year

Tabela 2. Cykle maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) Krakowie w latach 1966-2000 – rok (Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

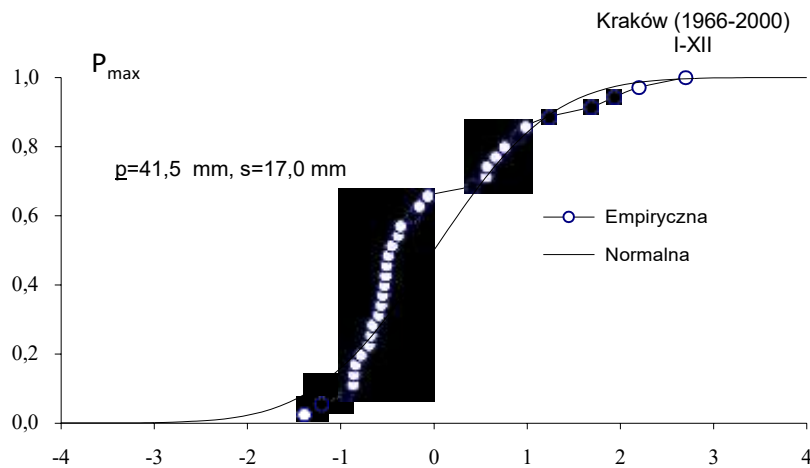
Table 2. Cycles of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Krakow in years 1966-2000 – year (Θ – period, b – amplitude, c – phase shift, ε^2 – residual variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,4	9,169	1,9314	250,573	0,366
3,1	5,261	-0,2056	274,691	0,225
3,8	2,020	-0,7507	286,319	0,102
4,1	1,893	-1,2076	286,337	0,101
4,8	5,987	-1,9348	271,709	0,247
5,9	5,686	-0,6364	274,582	0,226
9,8	6,446	2,9609	259,360	0,322
16,5	9,961	-0,2766	226,477	0,466



Rys. 7. Histogramy maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

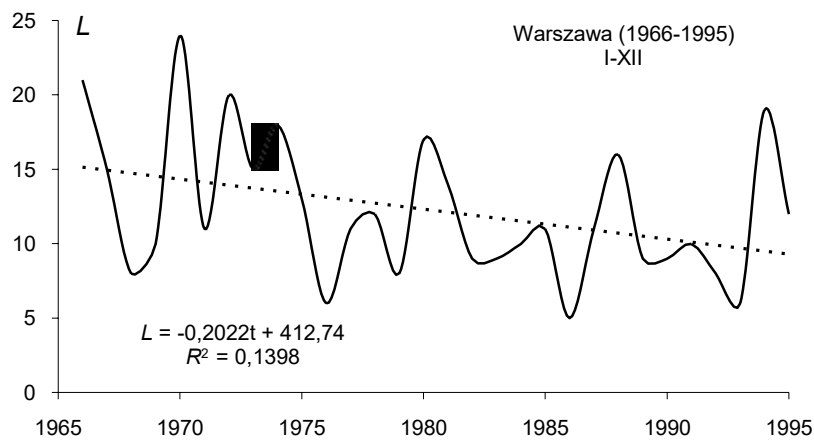
Fig. 7. The histograms of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year



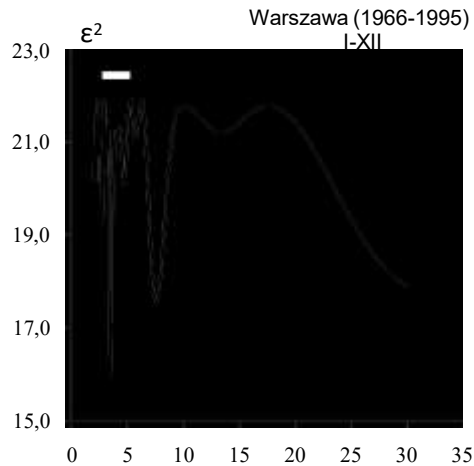
Rys. 8. Prawdopodobieństwo (dystrybuanta) maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych (P_{\max}) w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 8. Probability of maximal daily precipitation sums (P_{\max}) in Cracow in years 1966-2000 – year

4.2. Częstość opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

Przebiegi czasowe wraz z równaniami prostych regresji, widma, histogramy i rozkłady prawdopodobieństwa liczby dni w roku (L) z dobową sumą opadów atmosferycznych $P \geq 10$ mm w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 w przedstawiono na wykresach (rys. 9-12 i rys. 13-16). Natomiast okresy ω amplitudy b , przesunięcia fazowe c , wariancje resztkowe ε^2 i współczynniki korelacji R zestawiono w tab.3-4.



Rys. 9. Tendencje liczby dni (L) z dobową sumą opadów atmosferycznych $P \geq 10$ mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok
Fig. 9. The tendency of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-1995 – year



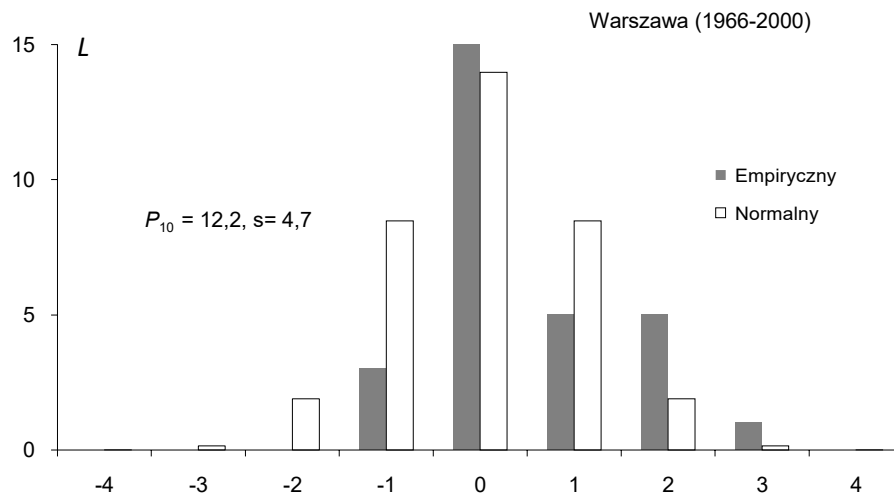
Rys. 10. Widmo liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Fig. 10. Spectrum of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-1995 – year

Tabela 3. Cykle liczby dni (L) z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-2000 – rok Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji

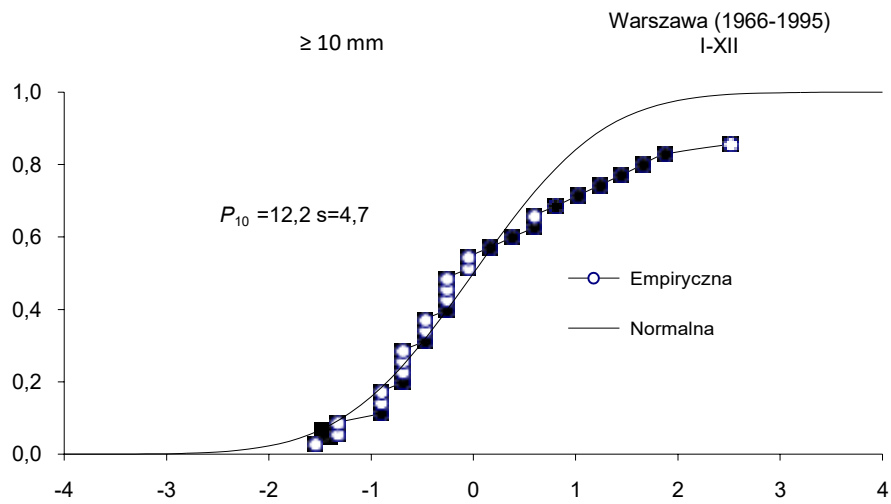
Table 3. The cycles of numbers of days (L) with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-2000 – year Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,2	1,560	-0,9602	20,167	0,282
2,4	1,429	2,1701	20,717	0,233
2,7	1,826	-0,8877	19,270	0,347
3,1	0,863	0,2623	20,328	0,269
3,5	3,012	2,2464	16,003	0,519
4,0	0,567	-1,3632	21,041	0,199
4,7	1,398	0,4928	20,075	0,289
5,7	0,408	2,7659	21,106	0,192
7,6	2,684	-1,8624	17,555	0,446
13,4	0,646	1,6049	21,200	0,180



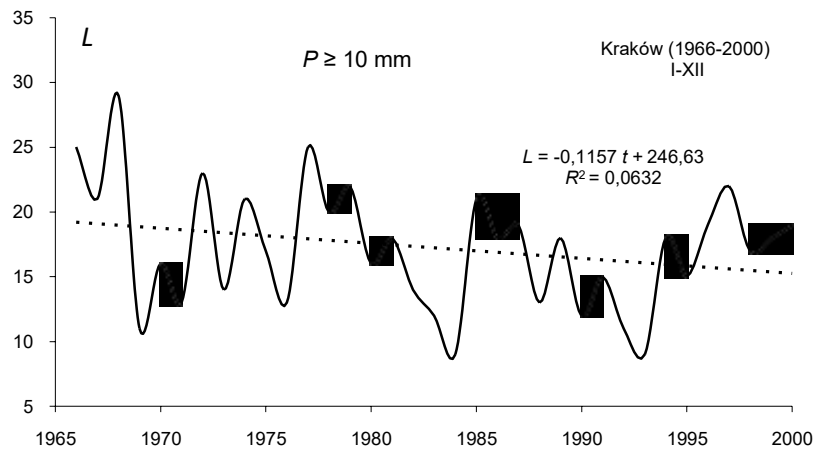
Rys. 11. Histogramy liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Fig. 11. The histograms of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Warsaw in years 1966-1995 – year



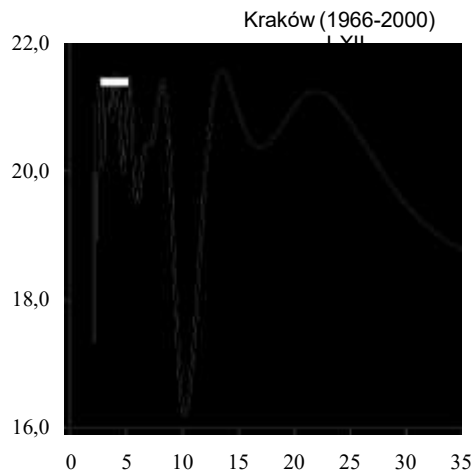
Rys. 12. Prawdopodobieństwo (dystrybuanta) liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych $P \geq 10$ mm w Warszawie w latach 1966-1995 – rok

Fig. 12. Probability of numbers of days with daily precipitation sums $P \geq 10$ mm in years 1966-1995 – year



Rys. 13. Tendencje liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 13. The tendency of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year



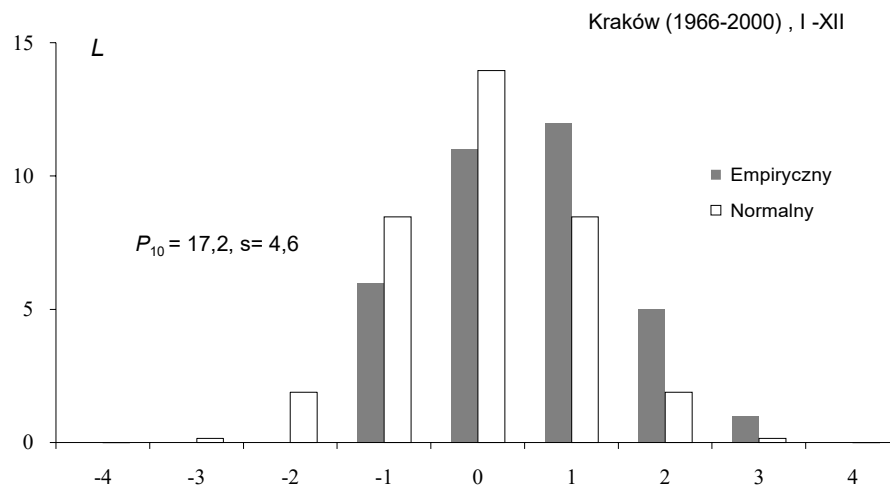
Rys. 14. Widmo liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie latach 1966-2000 – rok

Fig. 14. Spectrum of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year

Tabela 4. Cykle liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe, ε^2 – wariancja resztkowa, R – współczynnik korelacji)

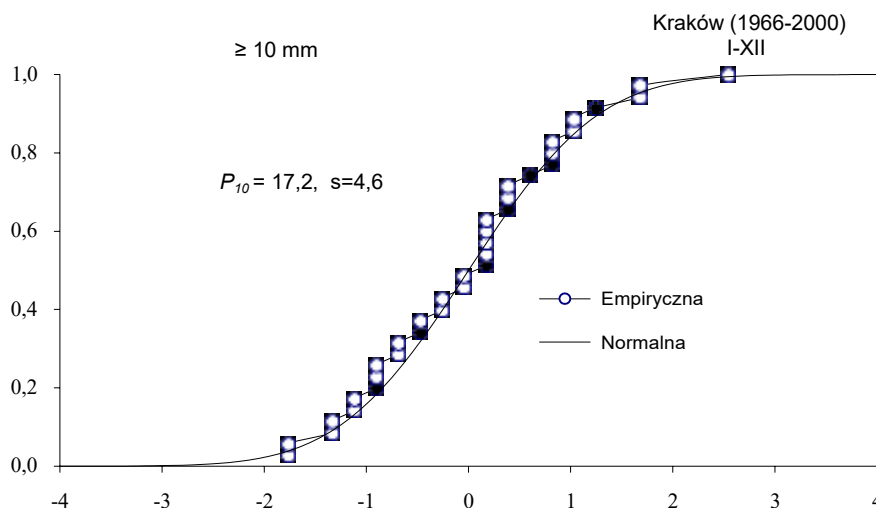
Table 4. The cycles of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year Θ – period, b – amplitude, c – phase delay, ε^2 – rest variance, R – correlation coefficient)

Θ	b	c	ε^2	R
2,4	2,061	2,6832	19,970	0,275
2,8	1,415	1,0391	20,119	0,262
3,2	1,116	0,7176	20,966	0,171
3,7	1,139	-2,5390	20,793	0,193
4,7	1,492	-2,0756	19,982	0,274
5,9	1,265	-0,9757	19,514	0,311
7,1	1,571	2,6667	20,385	0,237
10,2	3,178	2,5206	16,182	0,501
17,0	1,331	-1,4402	20,376	0,238



Rys. 15. Histogramy liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 15. The histograms of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year



Rys. 16. Prawdopodobieństwo (dystrybuanty) liczby dni z dobową sumą opadów atmosferycznych ≥ 10 mm w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 16. Probability of numbers of days with daily precipitation sums ≥ 10 mm in Cracow in years 1966-2000 – year

4.3. Maksyma dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie

Autor: Joanna MAROSZEK

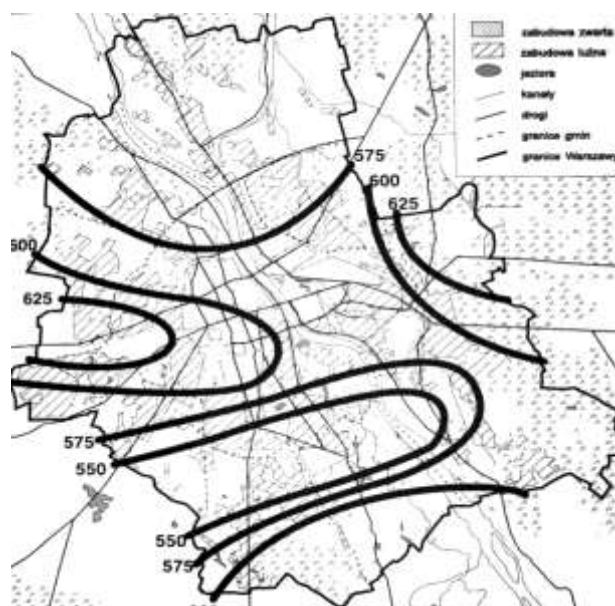
Opiekun naukowy: Jolanta WAWER

W pracy przedstawiono ogólną charakterystykę maksimów dobowych opadów atmosferycznych na tle sum miesięcznych z okresu 1951-1995. Wykorzystano dane ze stacji Warszawa-Okęcie oraz dane o typach cyrkulacji pozyskane z *Katalogu typów cyrkulacji* B. Osuchowskiej-Klein (1978,1991).

Wykazano zmienność roczną występowania wysokich sum opadów dobowych związaną z kształtowaniem się określonych typów cyrkulacji atmosferycznej (tab. 1-3, rys. 1-2). Na podstawie analizy udziału procentowego maksimów dobowych w sumach miesięcznych stwierdzono, że o typie opadowym miesiąca w skali wielolecia nie przesądza jedno maksimum dobowe, nawet o wysokim udziale w sumie miesięcznej. Ważnym zagadnieniem było określenie warunków meteorologicznych sprzyjających występowaniu opadów ekstremalnych (≥ 40 mm) w Warszawie. W tym celu wykorzystano mapy synoptyczne z archiwum IMGW.

Sumy opadów atmosferycznych (1951-1995)

Opad atmosferyczny jest elementem bardzo zmiennym w czasie i przestrzeni, szczególnie na terenach miejskich. Miasto jest obszarem zwiększonego zanieczyszczenia powietrza, wyróżnia się jako powierzchnia o dużej szorstkości oraz ze względu na duże zróżnicowanie termiczne wymusza występowanie silnych prądów konwekcyjnych. Te cechy wpływają na tworzenie się strefy zwiększonych opadów. Średnie roczne wartości opadu atmosferycznego w Warszawie wahają się od 510 mm na stacji Okęcie do 654 mm w Piastowie (1976-1985) (Lorenc, Mazur 2003).



Rys. 1. Średnie roczne sumy opadów (mm) w okresie 1961-1980
 Źródło: Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Atlas Warszawy – środowisko fizycznogeograficzne, wybrane zagadnienia*, IG i PZ PAN, z.4, Warszawa.

W Warszawie obserwuje się zjawisko tzw. „przeskoku chmury przez miasto” (Kaczorowska 1967; Lorenc, Mazur 2003) z maksimum opadów występujących po dowietrznej i/lub zawietrznej stronie miasta w stosunku do napływających mas powietrza i układów chmurowych.

Podwyższone roczne sumy opadów po stronie dowietrznej są wynikiem wzrostu turbulencji przy zetknięciu ze ścianą miasta, dzielnice centralne otrzymują więcej opadów w związku z dużym zanieczyszczeniem powietrza oraz dużym oddziaływaniem termicznym. Najniższe sumy opadów obserwuje się w dolinie Wisły, są one wynikiem mniejszej szorstkości podłoża oraz przewagi występowania prądów zstępujących nad tym obszarem. Wzrost sum rocznych po zawietrznej stronie miasta jest uwarunkowany dużą dostawą jąder kondensacji z przemysłowych obszarów miasta.

Tabela 1. Średnie miesięczne sumy opadów atmosferycznych w Warszawie (1951-1995)

‘Miesiące’	I	II	III	IV	V	VI
Średnia suma	23,2	22,8	25,9	34,1	53,2	67,4
Średni udział	4,6%	4,5%	5,1%	6,7%	10,5%	13,3%
Średnia obfitość	1,5	1,6	2,1	2,9	4,2	5,4
Miesiące	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Średnia suma	69,0	57,2	45,4	35,6	38,9	35,0
Średni udział	13,6%	11,3%	9,0%	7,0%	7,7%	6,9%
Średnia obfitość	5,3	4,9	3,7	3,0	2,6	2,2

W ciągu roku opad atmosferyczny wykazuje dużą zmienność. Przebieg opadów at-
135

mosferycznych w ciągu roku pokrywa się z trendem przebiegu temperatury powietrza i usłonecznienia. Największe sumy opadów przypadają na w półroczu ciepłe, znacznie mniejszy udział w opadach rocznych mają opady półrocza chłodnego.

Uwzględniając podział na sezony najwięcej opadów występuje latem – 38%. Opady wiosenne stanowią 24% opadów rocznych, jesienne – 22%. Najniższe sumy opadów obserwuje się zimą, co jest związane z niewielką obfitością tych opadów – stanowią one zaledwie 16% opadów w skali roku.

Ważną charakterystyką sum opadów atmosferycznych jest występowanie liczby dni z określoną wartością progową opadu. Najwięcej występuje dni z opadem $\geq 0,1$ mm – średnio 159 dni w roku, maksima występowania dni z takim opadem przypadają na miesiące zimowe. Opady atmosferyczne $\geq 1,0$ mm występują 94 dni w roku, więcej przypada na półroczu ciepłe. Stosunkowo rzadko w ciągu roku pojawiają się dni z opadem $\geq 10,0$ mm, choć widoczny jest ciągły wzrost liczby takich dni na obszarach miejskich. Średnio w ciągu roku obserwuje się 11 takich przypadków, występują w większości w cieplej porze roku. Ich pojawianie się w półroczu chłodnym jest rzadkie i związane z występowaniem zjawisk o charakterze ekstremalnym.

Sumy roczne opadów atmosferycznych w Warszawie wykazują dużą zmienność przestrzenną jak również roczną. W badanym okresie 1951-1995 sumy roczne wahały się od 330 mm (1951) do 767 mm (1970). Średnia suma roczna wyliczona dla tego okresu wynosi 508 mm. Z prawdopodobieństwem 48,9% należy się spodziewać wystąpienia sumy rocznej z przedziału 400-499 mm, w 22,2 % przypadkach wystąpi suma z przedziału 500-599 mm. Co ciekawe częściej występują sumy roczne opadów > 700 mm niż < 400 mm.

Zmiany sum rocznych w okresie 1951-1995 wskazują na występowanie rosnącej tendencji zmian, linia trendu wskazuje na przyrost rocznych sum opadów atmosferycznych 9,8 mm na 10 lat. Wynik ten jednak ma niewielkie znaczenie statystyczne ze względu na niską wartość współczynnika determinacji $R^2 = 0,0185$.

Występuje dodatnia korelacja pomiędzy wahaniami sum rocznych opadów w Warszawie a fazami wskaźnika NAO Rogersa – opady poniżej średniej wieloletniej występują przy dodatniej fazie wskaźnika NAO (umocnienie Wyżu Azorskiego, osłabienie Niżu Islandzkiego). Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na wielkość sum rocznych opadów atmosferycznych w Warszawie szczególnie potwierdza okres 1987-1991 (Styszyńska 2001).

Maksima dobowe opadów atmosferycznych

Suma opadów dobowych uzależniona jest przede wszystkim od warunków meteorologicznych obserwowanych w czasie trwania danej doby opadowej (7/8 godzina dnia poprzedniego do 7/8 dnia kolejnego, wynik za dobę ubiegłą), na które dodatkowo wpływa dynamiczne oddziaływanie miasta. Ze względu na dużą zmienność i złożoność procesów zachodzących w atmosferze nie da się przewidzieć daty wystąpienia maksymalnego opadu dobowego w skali roku czy nawet miesiąca. Na podstawie analiz serii wieloletnich można jednak stwierdzić charakterystyczne zmiany wielkości maksimów dobowych w przebiegu rocznym.

Największe maksima dobowe opadów występują w półroczu ciepłym, co jest związane głównie z występowaniem opadów o charakterze nawałnym.

Tabela 2. Największe maksima dobowe opadów atmosferycznych w poszczególnych miesiącach. Warszawa 1951-1995

Miesiące	I	II	III	IV	V	VI
Maksimum	16,1	21,4	14,8	26,5	64,8	54,2
Rok	1981	1977	1981	1989	1962	1991
Miesiące	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Maksimum	60,3	50,6	48,8	50,3	28,6	27,2
Rok	1965	1977	1995	1956	1952	1992

Im wyższe maksimum dobowe tym mniejsze prawdopodobieństwo wystąpienia takiego opadu. Wśród dni z opadem dobowym $\geq 10,0$ mm, z prawdopodobieństwem 65,5% występują maksima z przedziału 10,1-20,0 mm. Opady dobowe z przedziału 20,1-30,0 mm pojawiają się z częstością 22,7%, natomiast opady wysokości 30,1-40,0 mm z częstością 6,8%. Prawdopodobieństwo wystąpienia sumy opadu dobowego przekraczającej wartość 60 mm stanowi zaledwie 0,8%.

Maksima dobowe opadów atmosferycznych podobnie jak sumy opadów rocznych wykazują duże zróżnicowanie przestrzenne.

Tabela 3. Opady maksymalne dobowe przy zadanym prawdopodobieństwie występowania (Warszawa 1946-1985)

Stacja	0,1%	1%	5%	10%	20%
	mm				
Okęcie	108,6	80,8	61,0	52,2	43,3
Bielany	93,0	73,0	58,8	51,8	44,5
Obserwatorium Astronomiczne	102,0	85,9	66,4	57,6	48,6
Kawęczyn	111,8	90,4	70,4	61,2	51,8
Kabaty	92,1	71,4	56,2	49,4	42,0
Stacja	50%	90%	95%	99%	
	mm				
Okęcie	30,5	20,4	18,9	17,4	
Bielany	33,2	21,2	19,3	15,9	
Obserwatorium Astronomiczne	34,6	21,6	19,7	16,6	
Kawęczyn	37,5	24,4	22,4	19,5	
Kabaty	31,0	20,1	18,2	13,3	

Źródło: H. Lorenc, 1991, zmodyfikowane

W Warszawie na wszystkich stacjach maksymalny opad dobowy przy zadanym prawdopodobieństwie 99% nie przekracza wartości 20 mm. Wielkość absolutnego maksimum opadu dobowego (prawdopodobieństwo 0,1%) jest uzależniona od położenia stacji na terenie miasta – na kilku stacjach opad taki może przekroczyć wartość 100 mm, z reguły są to stacje, na których obserwuje się również wyższe sumy roczne opadów atmosferycznych.

Bardzo często maksima opadów atmosferycznych w poszczególnych częściach miasta występują w stosunku do siebie z przesunięciem czasowym. W sytuacji, kiedy opad taki wystąpi pod sam koniec trwania doby opadowej przesunięcie czasowe może wy-

nieść nawet całą dobę ze względu na metodę zapisu sum dobowych opadów atmosferycznych.

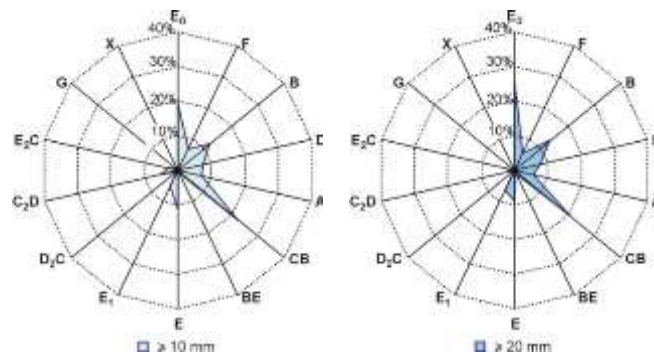
Udział maksimów dobowych w miesięcznych sumach opadu w okresie 1951-1995 wahał się od 11,4% do 100%. Obserwuje się nieco większe udziały procentowe maksimów dobowych w sumach opadów miesięcznych w cieplej porze roku, co wynika z większej częstości występowania opadów o charakterze nawalnym. W związku z dużą nieregularnością pojawiają się określonej wartości maksimów w przebiegu rocznym nie występuje również istotna zależność pomiędzy wielkością opadu a sezonem (miesiącem) w jakim opad wystąpił.

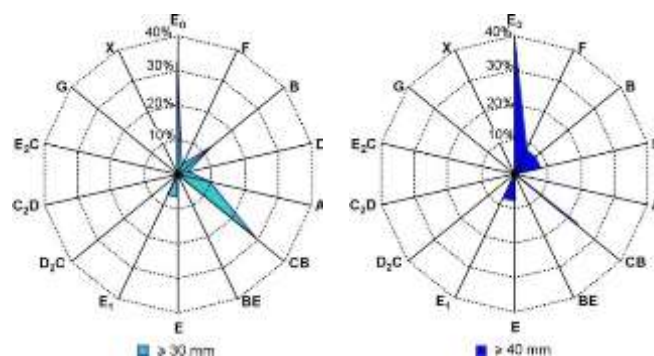
Stosując klasyfikację pór opadowych wg Z. Kaczorowskiej (1962) zbadano zależność pomiędzy występowaniem maksimów dobowych o wysokim udziale w sumie miesięcznej a występowaniem miesięcy o dodatnich anomaliach opadowych. W badanej grupie 111 przypadków (przyjęto miesiące, w których maksimum dobowe miało udział $\geq 41\%$ w sumie miesięcznej opadów) 59% stanowiły miesiące o typie anomalii ujemnej, 28% o typie przeciętnym, natomiast zaledwie 13% o typie anomalii dodatniej. Wobec powyższych wyników stwierdzono, że o typie opadowym miesiąca w skali wielolecia nie przesądza jedno maksimum dobowe, nawet o wysokim udziale w sumie miesięcznej.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na maksima dobowe

Warunki meteorologiczne występujące na danym obszarze są w dominującym stopniu uwarunkowane regionalną cyrkulacją atmosferyczną i w powiązaniu z procesami występującymi w skali lokalnej rzutują na wielkość sum opadów atmosferycznych w poszczególnych okresach.

Opady o wysokich sumach dobowych ($\geq 10,0$ mm) w okresie 1951-1995 najczęściej związane były z występowaniem cyrkulacji cyklonalnych (74,6%), taką prawidłowość potwierdzają również badania prowadzone dla innych okresów (Kossowska-Cezak, Mrugała 1999). Wśród typów cyklonalnych przeważały sytuacje związane z cyrkulacją północno-zachodnią (typ CB wg klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein) oraz północno-wschodnią i wschodnią (typ E₀) – stanowiły odpowiednio 22,3% i 19,3% dni z opadami przekraczającymi sumę 10 mm.





Rys. 2. Udział procentowy typów cyrkulacji w dniach z opadami dobowymi ≥ 10 , ≥ 20 , ≥ 30 , ≥ 40 mm

W celu określenia wpływu typu cyrkulacji na wielkość maksimum dobowego opadu przyjęto kolejne progi sum dobowych: ≥ 10 mm, ≥ 20 mm, ≥ 30 mm, ≥ 40 mm, dla każdego obliczono częstość występowania głównych typów cyrkulacji.

W ogólnej liczbie przypadków opadów dobowych o sumach ≥ 10 mm dominującym typem cyrkulacji był typ CB. Wraz ze wzrostem sum obserwuje się wzrost przewagi typu E₀, którego częstość wzrasta z 19,3% dla opadów ≥ 10 mm do 38,5% dla sum ≥ 40 mm. Odwrotną zależność można zaobserwować dla typu B (południowa cyklonalna) oraz E (północno-wschodnia antycyklonalna). Stwierdzono, że typy BE (pośredni między cyklonalnym a antycyklonalnym), D₂C (południowo-zachodnia i południowa antycyklonalna) oraz G (centrum antycyklonu) nie sprzyjają występowaniu wysokich sum opadów dobowych.

Ważnym zagadnieniem z punktu widzenia organizacji i funkcjonowania przestrzeni miejskich jest określenie sytuacji synoptycznych sprzyjających występowaniu zjawisk ekstremalnych, w tym opadów ekstremalnych (przyjęto sumy dobowe ≥ 40 mm).

Wśród dziesięciu przypadków najwyższych opadów dobowych najczęściej sytuacji związanych było z układami niskiego ciśnienia. Wysokie sumy opadów dobowych najczęściej pojawiały się w sytuacji przejścia nad Warszawą w ciągu jednej doby opadowej frontu ciepłego i związanej z nim strefy opadów i burz oraz frontu chłodnego z burzami. Występowały wtedy zwykle wiatry z sektora NW, umiarkowane (5-7,5 m/s), jedynie w czasie burz porywiste. Najwięcej przypadków związanych było z adwekcją masy powietrza polarnego morskiego (PPm).

Literatura

- Osuchowska-Klein, 1978,1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*, IMGW, Warszawa.
- Lorenc H., Mazur A., 2003, *Współczesne problemy klimatu miasta*, IMGW, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęsna T. i in., 1996, *Atlas Warszawy – środowisko fizycznogeograficzne*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Kaczorowska Z., 1964, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace i Studia IG UW, z. 1.
- Kaczorowska Z., 1967, *Opady Wielkiej Warszawy i jej okolic w okresie 1956-1960*, Przegląd Geofizyczny z. 3-4.
- Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a opady na obszarze Polski*, „Prace i Studia Geograficzne”, Warszawa.

4.4. . Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu wysokich opadów w aglomeracji warszawskiej w latach 1971-1980

Kamila HIPNAROWICZ, Jolanta WAWER

Opady atmosferyczne są zjawiskiem bardzo dynamicznym, zmieniającym się w czasie i przestrzeni, jak również pod względem wysokości. Opad może sprzyjać poprawie komfortu życia w mieście (oczyszczanie powietrza, chłodniej po opadzie w lecie), ale także zakłócać funkcjonowanie transportu i komunikacji. Zatem istotne jest poznanie rozkładu opadów o dużej intensywności i ich powtarzalności, gdyż możliwości odprowadzenia nadmiaru wody deszczowej w krótkim czasie są w mieście często ograniczone. Zasadne jest również zbadanie jakie sytuacje synoptyczne sprzyjają występowaniu opadów o dużej intensywności (ulewnych i nawałnych).

W opracowaniu wykorzystano materiały dotyczące sum i maksimów dobowych opadu atmosferycznego oraz liczby dni z opadem z 5 stacji położonych w Warszawie i okolicy: Warszawa Okęcie, Warszawa Obserwatorium Astronomiczne, Warszawa Bielany, Legionowo z lat 1971-1980 oraz ze stacji Nowy Dwór Mazowiecki (N.D.M) z okresu 1972-1980 (rys. 1).



Rys. 1. Rozmieszczenie stacji opadowych

Do analizy sytuacji synoptycznych posłużyły mapy synoptyczne z terminów 00 i 12 UTC opublikowane w Biuletynach Synoptycznych (do 1979 r.), bądź w Codziennych Biuletynach Meteorologicznych (termin 01 UTC z roku 1980).

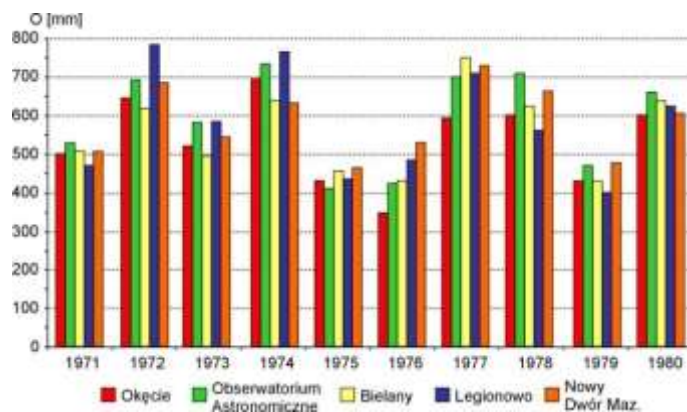
Z analizy rocznych sum opadu z lat 1971-1980 w aglomeracji warszawskiej wynika, że wahają się one od 592 mm na stacji Warszawa Obserwatorium Astronomiczne, 584 mm w Nowym Dworze Mazowieckim, 582 mm w Legionowie, 560 mm na Bielanach do 536 mm na Okęciu. Ich rozkład jest dość charakterystyczny, bowiem najwyższe sumy przypadają na północne i centralne rejony badanego obszaru (tab. 1).

Tabela I. Średnie roczne sumy opadów na poszczególnych stacjach w latach 1971-80 (1972-80 – NDM), * – wartość obliczona

Stacja/rok	1971	1972	1973	1974	1975	
Okęcie	501	648	520	691	431	
Obserwatorium Astronomiczne	529	693	581	734	413	
Bielany	507	618	495	640	458	
Legionowo	469	784	583	765	436	
N. D. M.	(506)*	686	545	633	466	
Stacja/rok	1976	1977	1978	1979	1980	średnia
Okęcie	348	594	601	432	597	536
Obserwatorium Astronomiczne	425	699	712	471	661	592
Bielany	433	754	626	432	640	560
Legionowo	486	707	563	403	624	582
N. D. M.	529	729	662	479	609	584

Najwyższą sumę roczną zanotowano w Legionowie w 1972 r. – 784 mm, najniższą zaś w 1976 r. – 348 mm na Okęciu.

Z rozkładu opadów z roku na rok wynika, że najbardziej mokre były lata: 1972, 1974, 1977, 1978 (bez Legionowa) i 1980. Znacznie uboższe w wodę opadową były lata: 1975, 1976 i 1979 (rys. 2).



Rys. 2. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych na poszczególnych stacjach w latach 1971-1980

Przebieg roczny miesięcznych sum opadu potwierdza występującą prawidłowość w rejonie Wielkiej Warszawy: najwyższe sumy przypadają w lipcu, najniższe w lutym (oprócz Bielan).

Największe sumy miesięczne występują od maja do października, najmniejsze od stycznia do marca. Najbardziej zmienny pod względem wysokości opadu okazał się październik.

Miesięczne sumy opadu wahają się od 0 do 235 mm. Najczęściej w ciągu roku występują sumy z przedziału 21-40 mm a także 41-60 mm.

Maksima dobowe zróżnicowane są podobnie jak średnie miesięczne sumy opadu: najwyższe są latem, najniższe w chłodnej połowie roku, zwłaszcza od grudnia do marca. W lipcu i sierpniu maksima dobowe wahają się od 30,9 do 68,7 mm.

W pracy przyjęto, że opady wysokie to takie, których suma dobową jest większa bądź równa 10 mm i taki opad wystąpił choć na jednej z 5 analizowanych stacji. Łącznie w badanym okresie wystąpiły 244 takie przypadki, co stanowiło zaledwie 11% liczby dni z opadem (a wahały się one od 14% w 1979 r. do 35% w 1972 r.).

W każdym z tych dni określono sytuację synoptyczną, sprzyjającą wystąpieniu opadu wysokiego.

W wyniku przeprowadzonej analizy przedstawiono własną klasyfikację sytuacji synoptycznych sprzyjających wystąpieniu wysokich opadów. Okazało się, że jest 11 typów takich sytuacji:

1. F_{ch} – przejście frontu chłodnego;
2. U_n – szybkie przejście w ciągu doby całego ośrodka niżowego wraz z układem frontów ciepłego i chłodnego
3. F_c – przejście frontu ciepłego;
4. N – zafalowanie na froncie lub ośrodek niżowy z centrum nad Polską (stabilny i nie przez mieszczający się);
5. F_{ok} – przejście frontu okluzji;
6. C – wycinek ciepłego powietrza w niżu między frontem ciepłym i chłodnym;
7. W_f – obszar podwyższonego ciśnienia po przejściu frontu (najczęściej chłodnego), opady burzowe;
8. W_{sg} – słabogradientowa sytuacja wyżowa (opady burzowe);
9. W – środkowa Polska pod wpływem ośrodka wyżowego, bądź skraju, klina lub wału wysokiego ciśnienia (pojedyncze komórki burzowe);
10. N_s – skraj ośrodka niskiego ciśnienia (burze adwekcyjne);
11. N_{sg} – słabogradientowa sytuacja obniżonego ciśnienia (burze konwekcyjne)

Wybrane sytuacje synoptyczne można podzielić na dynamiczne (będące efektem zderzenia się niejednorodnych mas powietrza) oraz stabilne (odznaczające się jednorodną masą powietrza). Z 244 przypadków z wysokimi opadami ponad 25% przypada na sytuację przejścia frontu chłodnego (F_{ch}), 23% na przejście całego układu niżowego (U_n) i 21% na przejście frontu ciepłego (F_c), które łącznie stanowią prawie 70% wszystkich przypadków. W dalszej kolejności wysokim opadom sprzyjały sytuacje: zafalowania na froncie (N – 12%) oraz front okluzji (F_{ok} – 10%). Sytuacje stabilne stanowią zaledwie kilka procent.

Burze najczęściej towarzyszą sytuacjom dynamicznym, wśród których najliczniejszą grupę stanowiły sytuacje przejścia frontu chłodnego (F_{ch} – 57%) lub całego układu niżowego (U_n – 15%) albo zafalowania na froncie (N – 15%) – stanowiące 87% wszystkich przypadków. Rzadziej burzom towarzyszyły sytuacje związane z frontem ciepłym (F_c – 13%) lub frontem okluzji (F_{ok} – 9%) (rys. 3).

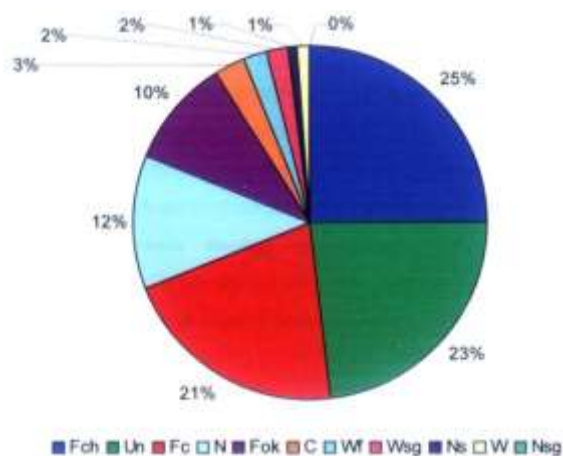
Sytuacje synoptyczne sprzyjające wysokim opadom najczęściej zdarzają się latem (około 54%) i to zarówno na froncie chłodnym (F_{ch}), ciepłym (F_c) jak i zafalowaniu na froncie (N) i froncie okluzji (F_{ok}), zaś jesienią (21,3%), wiosną (16,8%) i zimą (8,2%) jest ich znacznie mniej.

Wybrane sytuacje w dniach o szczególnie wysokich opadach przedstawia tabeli 2.

W przestrzennym występowaniu wysokich opadów związanych z daną sytuacją synoptyczną widoczne są następujące prawidłowości. Opady związane z frontem chłodnym (F_{ch}) najczęściej występują punktowo i lokalnie, najrzadziej zaś na większym obszarze. Podczas przechodzenia układu niżowego (U_n), zafalowania na froncie (N) czy frontu okluzji (F_{ok}) opady najczęściej obejmują duży obszar, ale też zdarzają się punktowo i lokalnie. Do grupy tej

należą także opady powstałe w trakcie przechodzenia frontu ciepłego (F_c). Natomiast podczas sytuacji wyżowej słabogradientowej (W_{sg}), skraju niżu (N_s) i wycinka ciepłego powietrza w niżu (C) przeważają opady lokalne.

Otrzymane wyniki potwierdzają wnioski z prac H. Lorenc (1978, 1991) i Z. Kaczorowskiej (1967).



Rys. 3. Udział poszczególnych sytuacji synoptycznych

Tabela 2. Najwyższe sumy dobowe opadu w latach 1971 -1980

Data	Sytuacja synoptyczna	Okęcie	Obserwatorium Astronomiczne	Bielany
26.07.1972	F _{ch}	42,1	58,5	64
22.08.1972	U _n	26,5	17,2	37
22.07.1976	F _{ch}	3,8	4,5	13,7
14.08.1977	F _{ok}	7,6	3	13,4
19.08.1977	U _n	50,6	49	39,5
15.06.1980	N	28,7	22	35,5
Data	Sytuacja synoptyczna	Legionowo	Nowy Dwór Mazowiecki	
26.07.1972	F _{ch}	68,7		
22.08.1972	U _n	42,7	55,3	
22.07.1976	F _{ch}	52,4	47,9	
14.08.1977	F _{ok}	48,5	24,9	
19.08.1977	U _n	37,6		
15.06.1980	N	42,2	29,5	

Literatura

- Kaczorowska Z., 1967, Opady Wielkiej Warszawy i jej okolic w okresie 1956-1960, Przeg. Geof. R. XII, z. 3.
 Lorenc H., 1978, Opady ulewne i nawalne na obszarze Wielkiej Warszawy, Przeg. Geof., R. XX III, z. 4.
 Lorenc H., 1991, Wpływ urbanizacji Warszawy na zmienność opadów atmosferycznych, Wiadomości IMGW, Warszawa.

4.5. Liczba dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000

W naszej strefie klimatycznej pokrywa śnieżna jest zjawiskiem występującym okresowo w chłodnej połowie roku, najczęściej od listopada do marca. Przy czym jest elementem nieciągłym w czasie i przestrzeni głównie ze względu na dużą zmienność cyrkulacji atmosferycznej w sezonie zimowym.

Pokrywa śnieżna jest ważnym elementem klimatu i jednocześnie czynnikiem klimatyzującym, kształtującym bilans energetyczny podłoża i przygruntowej warstwy powietrza. Pokrywa śnieżna, jako powierzchnia czynna wyróżnia się dużym albedo, małym współczynnikiem przewodnictwa cieplnego i swoistymi warunkami radiacyjnymi (duże promieniowanie odbite, duża zdolność emisyjna śniegu).

Temperatura gruntu pokrytego śniegiem jest wyższa od temperatury powietrza, zatem pokrywa śnieżna stanowi doskonałą izolację dla podłoża. Własności termoizolacyjne śniegu mają duże znaczenie dla rolnictwa, zwłaszcza w wysiewie roślin ozimych, zapobiegając ich wymarzaniu.

Woda zmagazynowana w pokrywie śnieżnej jest ważnym składnikiem bilansu wodnego. Jej rola jest najważniejsza w fazie topnienia śniegu i odpływu roztopowego. Ilość zmagazynowanej wody uzupełnić może niedostatki opadów z innych pór roku i decyduje o wilgotności gleby. Zbyt gwałtowne jej topnienie może być przyczyną powodzi.

Sama pokrywa śnieżna jest również ważnym elementem w transporcie i komunikacji (zakłócenia ruchu), jak i budownictwa (obciążenia konstrukcji budowlanych).

Obserwacji pokrywy śnieżnej w Europie rozpoczęły się w drugiej połowie XIX wieku, głównie w Wielkiej Brytanii, a w Polsce na przełomie XIX i XX wieku.

Najbardziej wszechstronne opracowania występowania pokrywy śnieżnej w Polsce pochodzą jednak z okresu po II wojnie światowej. Są to prace: W. Milaty (1950), K. Chomicza (1961, 1975, 1986), Paczora (1982, 1985), J. Chrzanowskiego (1986, 1989). Szereg prac dotyczy opracowań pokrywy śnieżnej w skali regionalnej lub lokalnej, przekładowe prace: R. Madany (1950), B. Leśniakowa (1967), J. Trepińska (1973), M. Niedźwiecki (1998) i inni.

W jednej z pierwszych prac W. Milata (1950) podaje średnią liczbę dni z pokrywą śnieżną w sezonie zimowym z okresu 1900-1914 oraz rozważa czynniki (meteorologia, położenie geograficzne, regionalne) wpływające na trwałość pokrywy śnieżnej.

Klasyfikacji śniegu i metodom badań nad szatą i pokrywą śnieżną w Polsce poświęcona jest praca K. Chomicza z 1962 r. Inne prace tego autora (1975, 1986) dotyczą wszechstronnego opracowania pokrywy śnieżnej w Polsce. Autor analizuje zarówno liczbę dni, jak i grubość pokrywy śnieżnej w miesiącach i dekadach.

Podobnym zagadnieniom dotyczy publikacja J. Chrzanowskiego (1986). Autor przedstawił opracowanie pokrywy śnieżnej i dokonał próby jej regionalizacji na podstawie zim z okresu 1950-1980 z 42 stacji polskich.

Autorem dwóch ważnych opracowań dotyczących tematyki zim w okresie (1950-75) i pokrywy śnieżnej (w okresie 1950-1980) w Polsce jest S. Paczos (1982, 1985).

W pracach tych zostały przedstawione podstawowe charakterystyki pokrywy śnieżnej, a więc: liczba dni z pokrywą śnieżną, daty pierwszej i ostatniej pokrywy, a także scharakteryzowano różne typy rocznego przebiegu grubości pokrywy śnieżnej. S. Paczos przeanalizował również zimy w Polsce i dokonał klasyfikacji ich śnieżności. W pracy S. Paczosa z 1982 r. była badana także zależność występowania pokrywy śnieżnej od typów cyrkulacji.

J. Chrzanowski (1986) w opracowaniu poświęconemu pokrywie śnieżnej w Polsce przedstawił klasyfikację pokrywy śnieżnej ze względu na jej grubość oraz dokonał regionalizacji opierając się na subiektywnej analizie przebiegu rozkładu poszczególnych cech występowania pokrywy śnieżnej.

Szereg opracowań w literaturze polskiej dotyczy pokrywy śnieżnej w ujęciu regionalnym lub lokalnym.

Wymienić tu należy prace dotyczące Karpat: R. Madanego (1961) o opadach śniegu i szacie śnieżnej, czy M. Hessa (1967) o piętrach klimatycznych.

Pokrywę śnieżną we wschodnich Górcach charakteryzowała B. Obrębska-Starkłowa (1968), w województwie krakowskim – B. Leśniakowa (1973), a w Krakowie J. Trepińska (1973) przedstawiając prawdopodobieństwo występowania pokrywy śnieżnej w zależności od temperatury powietrza i opadów.

Na podstawie struktury czasowej występowania pokrywy śnieżnej na Pomorzu M. Czarnecka (1986) dokonała próby jej regionalizacji.

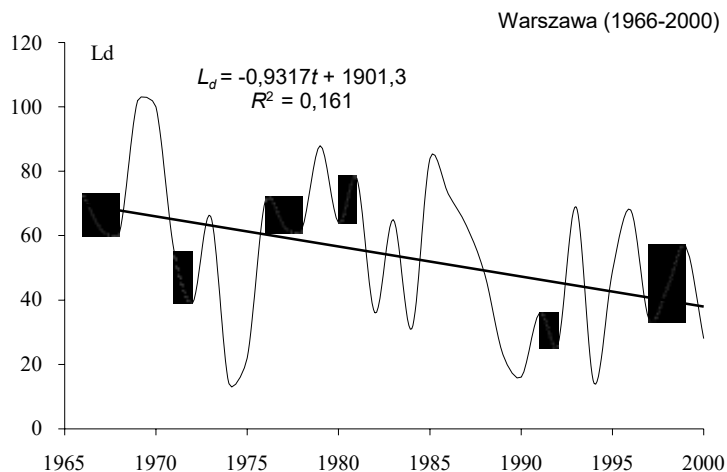
Zagadnieniu prognozowania pokrywy śnieżnej w Warszawie dotyczy publikacja J. Chrznowskiego (1989).

Z nowszych prac wymienić należy pracę M. Niedźwiedzkiego (1998) dotyczącą pokrywy śnieżnej w Łodzi wraz z określeniem zależności między warunkami termicznymi i śnieżnymi w sezonach zimowych oraz pracę E. Bednorz (2001), w której dokonano analizy rozkładu przestrzennego pokrywy śnieżnej w Polsce północno-zachodniej. Autorka dokonała również regionalizacji, a także powiązała zmiany pokrywy śnieżnej (zwłaszcza jej grubości) z kierunkami napływu mas powietrza.

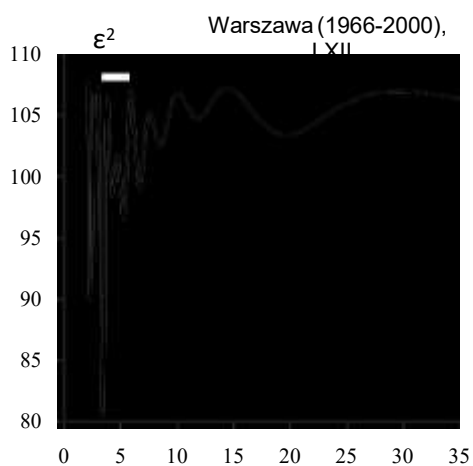
Opad śniegu i pokrywa śnieżna są też istotne w charakterystyce warunków opadowych. W środkowej Polsce obserwuje się 40-50 dni ze śniegiem, na zachodzie – około 30, a na północo-wschodzie – około 70. W górach liczba dni ze śniegiem przekracza 100. Pierwszy śnieg pojawia się przeważnie w listopadzie, ostatni w kwietniu, w pojedynczych latach zdarzają się jednak duże odstępstwa.

Efektom tej postaci opadu jest pokrywa śnieżna (1951-1960) i czas jej zalegania. Daty pojawiania się i zaniku mają duże znaczenie nie tylko klimatyczne ale i gospodarcze. Pokrywa śnieżna utrzymuje się zaledwie przez 40-50 dni w rejonie Szczecina, Kołobrzegu i Koszalina oraz na Dolnym Śląsku. Czas jej trwania rośnie ku wschodowi do 70-80 dni a nawet do 90-100 na Pojezierzu Suwalskim i Puszczy Białowieskiej. Wysokość terenu wpływa również na długość zalegania pokrywy śnieżnej. Przykładem mogą być wyżyny południowe i Karpaty. W Zakopanem śnieg leży przeciętnie 116 dni a na Kasprowym Wierchu dwukrotnie dłużej (233 dni). Mniejsza liczba dni na Śnieżce (ok. 180) wynika z nieco krótszej zimy i oddziaływania silnych wiatrów. W miejscach osłoniętych a więc kotlinach i dolinach górskich pokrywa śnieżna utrzymuje się dłużej. Podobnie jest na zboczach eksponowanych na północ oraz w lasach. W ostatnim 30-leciu 1971-2000 liczba dni z pokrywą śnieżną zmalała średnio o 10 dni w roku.

Liczbę dni z pokrywą śnieżną w Warszawie i Krakowie w latach 1966-2000 scharakteryzowano licznymi wykresami: przebiegi czasowe (wraz z równaniami prostych regresji), widma, histogramy i rozkłady prawdopodobieństwa na rys. 1-4 (Warszawa) i rys. 5-8 (Kraków). Parametry cykli w roku zawierają tabele 1 i 2..



Rys. 1. Tendencje liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 1. The tendency of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year

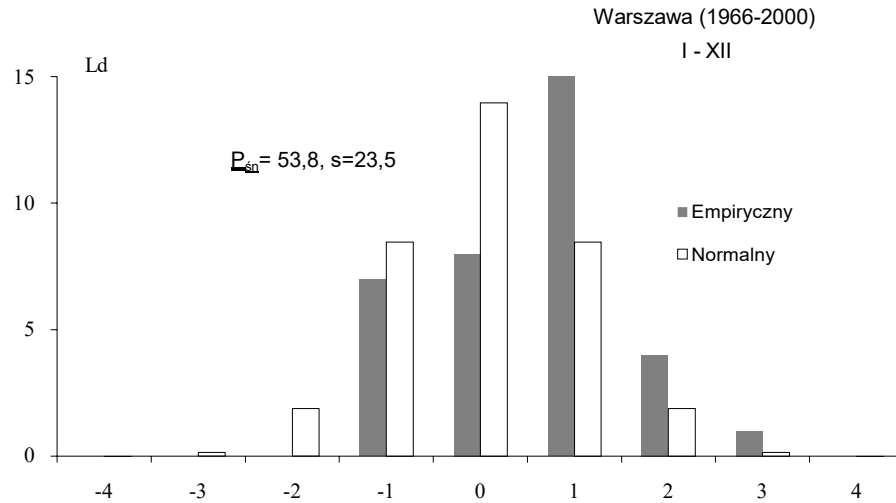


Rys. 2. Widmo liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 2. Spectrum of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year

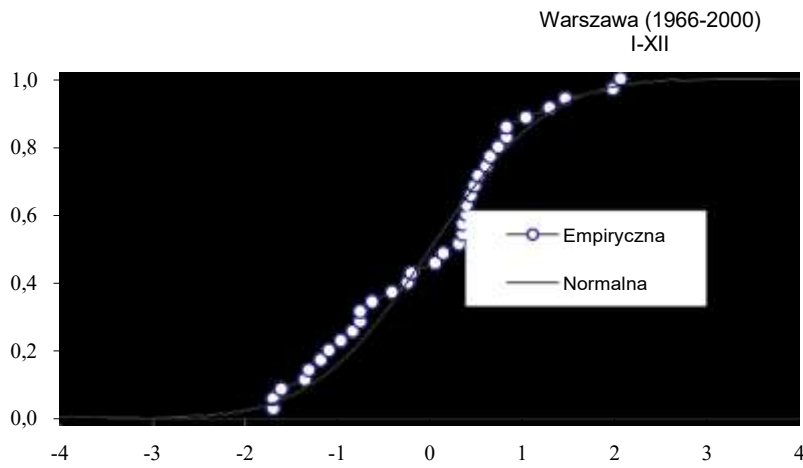
Tabela 1. Cykle liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
 (Θ – okres, *b* – amplituda, *c* – przesunięcie fazowe, ε² – wariancja resztkowa, *R* – współczynnik korelacji)

Table 1. The cycles of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year
 (Θ – period, *b* – amplitude, *c* – phase delay ε² – rest variance, *R* – correlation coefficient)

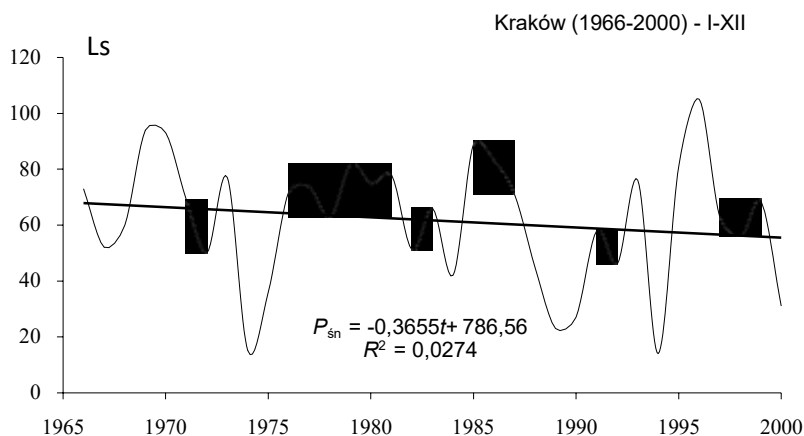
Θ	<i>b</i>	<i>c</i>	ε ²	<i>R</i>
2,5	8,785	0,0373	504,730	0,287
2,9	6,590	-0,5488	509,766	0,270
3,3	11,548	2,7861	472,396	0,376
3,7	7,179	-0,2155	517,693	0,242
4,5	2,269	-0,8890	545,870	0,086
5,4	6,674	2,4614	524,280	0,216
8,6	14,105	1,5555	421,927	0,483
14,6	10,539	2,8735	475,028	0,369



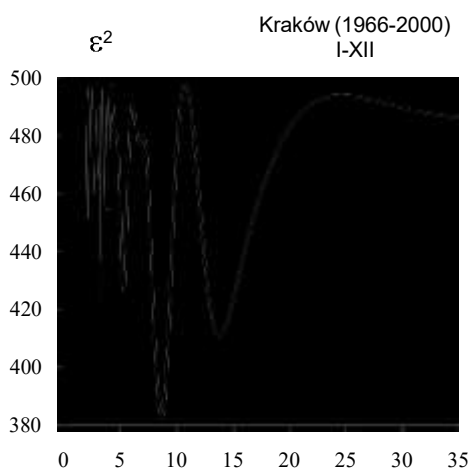
Rys. 3. Histogramy liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 3. The histograms of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 4. Prawdopodobieństwo (dystrybuanta) liczby dni z pokrywą śnieżną w Warszawie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 4. Probability of numbers of days with snow cover in Warsaw in years 1966-2000 – year



Rys. 5. Tendencje liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 5. The tendency of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year



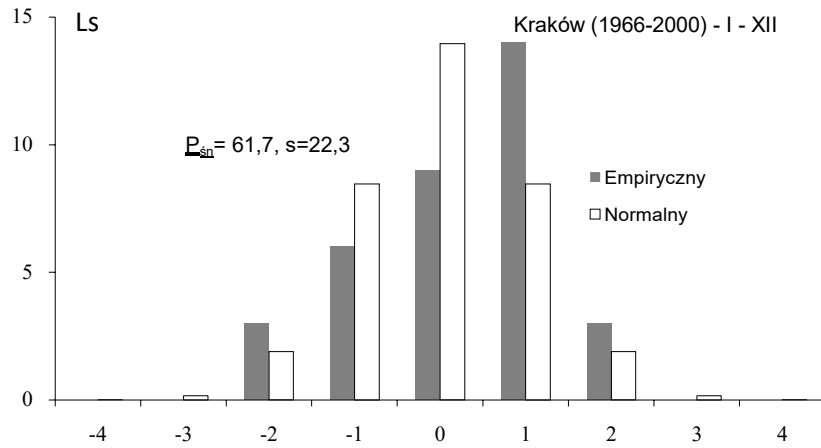
Rys. 6. Widmo liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok

Fig. 6. Spectrum of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year

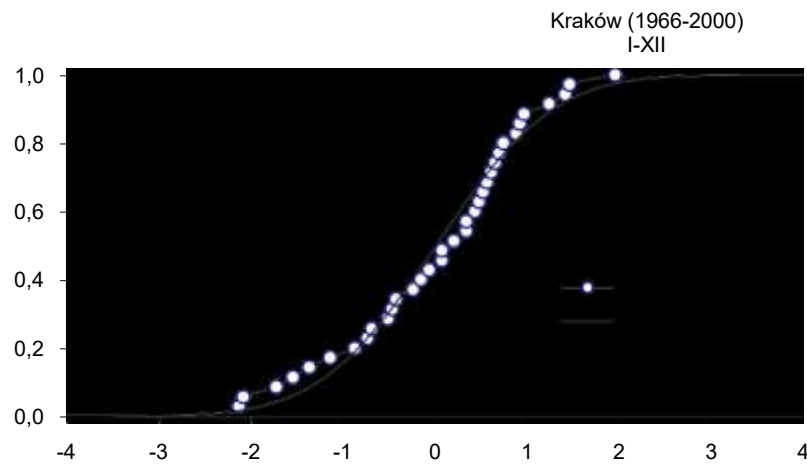
Tabela 2. Cykle liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok (Θ – okres, *b* – amplituda, *c* – przesunięcie fazowe, ε² – wariancja resztkowa, *R* – współczynnik korelacji)

Table 2. The cycles of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year (Θ – period, *b* – amplitude, *c* – phase delay, ε² – rest variance, *R* – correlation coefficient)

Θ	<i>b</i>	<i>c</i>	ε ²	<i>R</i>
2,5	8,264	0,2115	460,356	0,275
2,9	5,853	-0,4423	466,142	0,253
3,3	10,383	2,8573	423,915	0,386
3,8	8,860	0,6515	454,916	0,294
5,3	10,316	-3,1206	426,803	0,378
6,7	7,170	-0,1626	477,186	0,205
8,6	13,034	1,4709	382,557	0,482
13,7	11,543	-2,7904	410,858	0,418



Rys. 7. Histogramy liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 7. The histograms of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year



Rys. 8. Prawdopodobieństwo (dystrybuanta) liczby dni z pokrywą śnieżną w Krakowie w latach 1966-2000 – rok
Fig. 8. Probability of numbers of days with snow cover in Cracow in years 1966-2000 – year

4.6. Pokrywa śnieżna w Warszawie w latach 1965-1995

Autor: Piotr GAŁECKI

Opiekun naukowy: Elwira ŻMUDZKA

Pokrywa śnieżna jest elementem klimatu mającym duże znaczenie klimatotwórcze. Istotnie wpływa również na działalność człowieka. Określenie głównych cech jej zmienności na terenie portu lotniczego Warszawa-Okęcie ma szczególne znaczenie praktyczne.

W latach 1965-1995 pokrywa śnieżna na stacji Warszawa-Okęcie zalegała średnio 55 dni w roku. Przeciętnie pojawiała się w listopadzie, a zanikała w kwietniu. Jej średnia grubość wynosiła 5 cm, a w sezonie zimowym – 8 cm. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej, którą zanotowano 31 stycznia 1979 r. wyniosła 70 cm.

Najwcześniej pokrywa śnieżna pojawiła się w 1973 roku – 13 października, najpóźniej zanikła w 1970 roku – 3 maja. Sezon 1969/1970 wyróżnił się ze względu na szczególnie długi czas trwania pokrywy śnieżnej – 124 dni i znaczną jej średnią grubość – 28 cm. Najkrócej pokrywa śnieżna utrzymywała się na przełomie 1974 i 1975 roku – tylko 17 dni.

Największa średnia grubość pokrywy śnieżnej wystąpiła w sezonie 1978/1979 – 30 cm, najmniejsza zaś na przełomie lat 80. i 90. (1988/1989 i 1989/1990) – 2 cm.

Analizując cechy pokrywy śnieżnej w poszczególnych miesiącach można zauważyć, że:

- najdłużej pokrywa śnieżna utrzymuje się w styczniu – średnio 19 dni (na styczeń przypada także największa liczba dni z opadem śnieżnym), a najkrócej w kwietniu – 1 dzień.

- ze względu na średnią grubość pokrywy śnieżnej wyróżnia się luty (9 cm). W styczniu wynosiła ona 8 cm, w grudniu i marcu po 5 cm. W lutym 1979 roku wystąpiła największa średnia miesięczna grubość pokrywy śnieżnej w badanym wieloleciu – 49 cm.

Wieloletni przebieg liczby dni z pokrywą śnieżną i jej średniej grubości w poszczególnych miesiącach i sezonach wskazuje na ich znaczną zmienność z roku na rok. Na przykład w styczniu i lutym w latach 1970 i 1979 pokrywa śnieżna zalegała przez cały miesiąc, a w 1990 roku w ogóle nie wystąpiła.

W badanym trzydziestoleciu 1965-1995 tendencje zmian liczby dni z opadem w postaci śniegu oraz charakterystyk pokrywy śnieżnej były na ogół malejące (tab. 1). Proste regresje objaśniają jednak niewielką część zmienności tych charakterystyk; trendy w większości przypadków były nieistotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$. Znacząca tendencja malejąca wystąpiła jedynie w przypadku liczby dni z pokrywą śnieżną w styczniu, zimą (XII-II) i w okresie występowania pokrywy śnieżnej (X-IV). Niewielkie zmniejszenie liczby dni z opadem śniegu w badanym wieloleciu, pozwala przypuszczać, że prawdopodobnie głównym czynnikiem decydującym o skróceniu czasu trwania pokrywy śnieżnej był wzrost temperatury powietrza (Degirmendzić i in. 2004). Tezę tę potwierdza obecność w szeregach czasowych długości zalegania i wysokości pokrywy śnieżnej tych samych składowych cyklicznych (o okresie ok. 4, 7-8 i 16 lat) co w przypadku temperatury powietrza (Boryczka i in. 1999).

Tabela 1. Współczynniki kierunkowe trendu liniowego zmian liczby dni z opadem śniegu (A) i z pokrywą śnieżną (B) oraz średniej (C) i maksymalnej (D) grubości pokrywy śnieżnej w Warszawie-Okęciu w latach 1965-1995 (pogrubiono współczynniki istotne na poziomie 0,05)

Element klimatu I	XI	XII	I	II
A [dni·rok ⁻¹]	-0,02	-0,16	-0,02	-0,04
B [dni·rok ⁻¹]	-0,01	-0,30	-0,57	-0,23
C [cm·rok ⁻¹]	-0,08	-0,11	-0,23	-0,15
D [cm·rok ⁻¹]	-0,20	-0,20	-0,33	-0,15
Element klimatu	III	IV	XII-II	XI-IV
A [dni·rok ⁻¹]	-0,02	0,00	-0,16	-0,22
B [dni·rok ⁻¹]	-0,20	-0,02	-1,10	-1,34
C [cm·rok ⁻¹]	-0,08	-0,09	-0,16	-0,12
D [cm·rok ⁻¹]	-0,24	-0,11	-0,14	-0,21

W przebiegu wieloletnim charakterystyk pokrywy śnieżnej w Warszawie-Okęciu można wyróżnić dwa okresy: 1965/1966 – 1970/1971 i 1976/1977 – 1986/1987, w których liczba dni z pokrywą śnieżną i jej grubość były większe od średniej wieloletniej. Przedzielone są one latami, w których wartości charakterystyk są znacznie poniżej przeciętnej.

Analiza pokrywy śnieżnej w okresie zimowym na tle całego sezonu jej występowania potwierdza prawidłowość, że miesiące od grudnia do lutego są najbardziej śnieżne. W pojedynczych latach wystąpiły jednak sytuacje, w których liczba dni z pokrywą śnieżną oraz średnia jej grubość były większe poza sezonem zimowym (X-XI i III-IV). Sytuacja, w której śnieg poza sezonem zimowym zalegał dłużej (bądź podobnie) niż zimą wystąpiła dwukrotnie. W sezonie 1993/1994 aż 21 dni z pokrywą śnieżną wystąpiło poza miesiącami zimowymi (zimą było ich 18). Na przełomie 1989 i 1990 roku pokrywa śnieżna poza sezonem zimowym zalegała 11 dni, a zimą 12.

Zdecydowanie mniejsza niż średnio w wieloleciu liczba dni z pokrywą śnieżną w miesiącach poza sezonem zimowym wystąpiła na przełomie lat 1974 i 1975. Pokrywa śnieżna poza okresem zimowym zalegała tylko dwa dni, co stanowiło 11% ogółu dni z pokrywą śnieżną (zima – 15 dni, okres od października do kwietnia – 17 dni). Podobna sytuacja wystąpiła w sezonie 1991/1992. Pokrywa śnieżna poza zimą trwała tylko przez trzy dni, stanowiąc 4,5% wszystkich dni z pokrywą. W sezonach 1990/1991 i 1994/1995 pokrywa śnieżna wystąpiła tylko w miesiącach zimowych.

Na uwagę zasługują także lata z większą średnią grubością pokrywy śnieżnej poza sezonem zimowym niż w miesiącach zimowych. Taka sytuacja wystąpiła na przełomie lat 1972 i 1973 (o 0,4 cm więcej) oraz lat 1989 i 1990, w którym w miesiącach poza zimą pokrywa śnieżna była prawie dwa razy grubsza niż zimą. Cechą wspólną tych dwóch sezonów była względnie mała wysokość pokrywy śnieżnej – mniejsza niż średnio w wieloleciu.

W pracy określono także lata anomalne ze względu na długotrwałość i średnią grubość pokrywy śnieżnej. W analizie wykorzystano dane z sezonu zimowego. Do określenia wartości anomalnych charakterystyk pokrywy śnieżnej zastosowano podział zbioru oparty na przedziałach percentylowych wyznaczonych w odniesieniu do 30-lecia 1965-1995. Za anomalne uznano te wartości, które były wyższe od 90. lub niższe od 10 percentyla (tab. 2).

Tabela 2. Granice anomalnych wartości charakterystyk pokrywy śnieżnej w Warszawie-Okęciu (1965-1995) – zima

Charakterystyka pokrywy śnieżnej	Średnia	Percentyl	
		10%	90%
Czas zalegania [dni]	44,2	16,8	63,1
Grubość [cm]	7,5	2,3	14,8

Ponadto określono typy cyrkulacji sprzyjające pojawianiu się zim anomalnych ze względu na liczbę dni z pokrywą śnieżną i jej grubość. Wykorzystano klasyfikację typów cyrkulacji J. Lityńskiego (Lityński, 1969). Częstość typów cyrkulacji w latach anomalnych ze względu na warunki śniegowe wyrażono w procentach średniej wieloletniej (1965-1995).

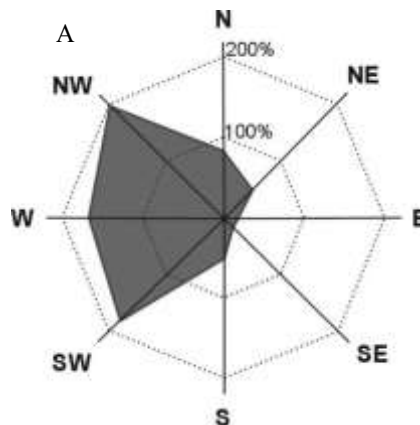
Zimami anomalnymi ze względu na liczbę dni z pokrywą śnieżną były zimy:

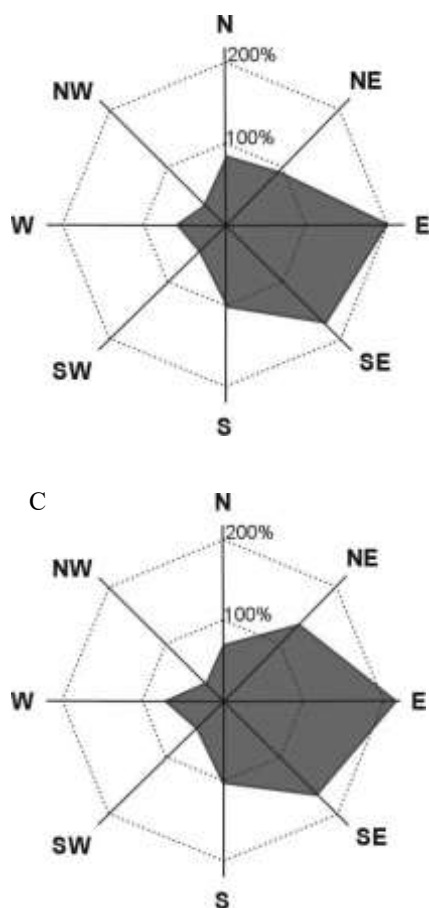
– 1969/1970, 1978/1979 (skrajnie anomalna – 90 dni) i 1981/1982 – anomalia dodatnia,

– 1974/1975, 1988/1989 i 1989/1990 (skrajnie anomalna – 5 dni) – anomalia ujemna.

Zimy anomalne ze względu na średnią grubość pokrywy śnieżnej były te same, z jednym wyjątkiem. Wyjątkowo duża średnia grubość pokrywy śnieżnej wystąpiła zamiast w sezonie 1981/1982 na przełomie lat 1985 i 1986.

Wystąpieniu zim anomalnych ze względu na liczbę dni z pokrywą śnieżną i jej średnią wysokość sprzyja większa niż średnio w wieloleciu 1965-1995 częstość napływu mas powietrznych z sektora wschodniego, a szczególnie ze wschodu i południowo-wschodu przy cyklonalnym układzie ciśnienia (prawie trzykrotny wzrost częstości w stosunku do średniej z wielolecia) – anomalie dodatnie oraz z sektora zachodniego (NW-W-SW) przy antycyklonalnym układzie ciśnienia – anomalie ujemne (rys. 1).





Rys. 1. Częstość poszczególnych kierunków napływu mas powietrznych (wyrażony w % średniej częstości w 30-leciu 1965-1995) w sezonach zimowych o anomalnie krótkim okresie zalegania pokrywy śnieżnej i anomalnie małej jej grubości (A) oraz w sezonach zimowych o anomalnie dłuższej liczbie dni z pokrywą śnieżną (B) i anomalnie większej jej grubości (C)

Literatura

- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2004, *Changes of Air Temperature and Precipitation in Poland in the Period 1951-2000 and their Relationship to Atmospheric Circulation*. „International Journal of Climatology”, t. 24, nr 3, s. 291-310.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, cz. XIII. *Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie*. Wyd. UW, Warszawa.
- Lityński J., 1969, *Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski*. „Prace PIHM”, t. 97, s. 3-14.

4.7. Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995

Autor: Rafał PŁAŻEWSKI

Opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK

Cel pracy

Celem pracy jest zbadanie warunków termicznych i śnieżnych w zimie w latach 1965-1995. Określono charakter zmian warunków termicznych i śnieżnych podczas każdej z zim. Wykazano także różnice warunków termicznych i śnieżnych między zimami w 30-leciu.

Praca składa się z dwóch podstawowych rozdziałów. Drugi rozdział pracy dotyczy warunków termicznych. W pierwszym podrozdziale opisano ogólne warunki termiczne w miesiącach zimowych. W następnym dokonana została próba ustalenia relacji między poszczególnymi miesiącami zimowymi, a w kolejnym opisano zmiany termiczne zim w wieloleciu. Trzeci podrozdział dotyczy zagadnienia długości zim oraz zmian długości zim w wieloleciu.

W czwartym rozdziale pracy scharakteryzowano warunki śnieżne podczas zim. Opiszano ogólne cechy śnieżności zim, a także zmiany charakterystyk śnieżności w 30-leciu. Dokonano także próby wykazania zależności śnieżności od warunków termicznych i opadów.

W ostatnim rozdziale przedstawiono ogólny zarys warunków termicznych i śnieżnych w zimie, a także wnioski końcowe dotyczące tych zagadnień.

Materiały źródłowe i metody opracowania

Materiałem wyjściowym do opracowania były dane z lat 1966-1995 ze stacji Warszawa - Okęcie uzyskane w Zakładzie Klimatologii WGSR. Do opracowań termicznych wykorzystano wartości średniej temperatury miesięcznej i liczbę dni charakterystycznych w poszczególnych miesiącach. Materiały zostały uzupełnione średnimi miesięcznymi z roku 1965, a także codziennymi wartościami temperatury otrzymanymi od dr U. Kosowskiej- Cezak. W opracowaniach śnieżności wykorzystano dane dotyczące średniej i maksymalnej grubości pokrywy śnieżnej, a także liczby dni z opadem śniegu i liczby dni z pokrywą śnieżną. Materiały uzupełniono danymi z rocznika opadowego 1965.

W pracy zastosowano podstawowe metody statystyczne. W rozdziale opisującym relacje między średnią temperaturą poszczególnych miesięcy zastosowano tzw. podział trójklasowy równoprawdopodobny, a wyniki zweryfikowano za pomocą testu χ^2 .

Daty początku i końca zim oparte na średnich miesięcznych wyznaczono metodą graficzną (metoda Gumińskiego). Daty początków i końca zim na podstawie wartości dobowych obliczono przyjmując za nie daty pierwszego i ostatniego dnia zimowego.

Wyniki badań

Celem pracy było zbadanie zim pod kątem warunków termicznych i śnieżnych w Warszawie w latach 1965-1995. Najczęściej za zimę przyjmuje się okres trzymiesięczny - od grudnia do maja - tzw. zima meteorologiczna (Piotrowicz, 2000). Tak pojęta zima jest także podstawowym przedmiotem badań w pracy. Ponieważ warunki pogodowe kojarzone z zimą (temperatura niższa od 0°C i opady śniegu) nie ograniczają się tylko do trzech miesięcy w roku, uwzględniono także miesiące, w czasie których warunki te wystąpiły (październik i listopad oraz marzec, kwiecień i maj).

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono w tab.1-7 i na wykresach rys.1-16.

Ostrość zimy jest w pracy jednoznaczna z warunkami termicznymi. Do opisu ostrości użyto następujących charakterystyk : średnia temperatura zimy i każdego z miesięcy wchodzących w jej skład oraz dni zimowych (średnia temperatura dobową $<0^{\circ}\text{C}$).

Opisu śnieżności dokonano na podstawie takich charakterystyk śnieżności, jak: liczba dni z opadem śniegu i z pokrywą śnieżną oraz średnia i maksymalna grubość pokrywy śnieżnej.

W pracy zbadano przebieg każdej z charakterystyk tak średni w ciągu zimy, jak i z roku na rok w 30-leciu. Została także podjęta próba ustalenia związków między średnią temperaturą kolejnych miesięcy zimowych, a także związków między warunkami opadowymi w zimie.

Średnio w 30-leciu najchłodniejszym miesiącem w zimowym jest styczeń ($-2,6^{\circ}\text{C}$), drugim luty ($-1,6^{\circ}\text{C}$), a najcieplejszy jest grudzień ($-0,6^{\circ}\text{C}$). Taka kolejność średniej temperatury miesięcy zimowych jest także widoczna w analizie innych okresów badawczych (1951-2000). Można więc stwierdzić, że taki przebieg średniej temperatury miesięcznej jest cechą charakterystyczną klimatu Polski.

Kolejność miesięcy zimowych w zależności od średniej temperatury była różna w czasie poszczególnych zim. Styczeń jest nie tylko średnio najchłodniejszym miesiącem, ale także najczęściej (55 %) w badanych 30 zimach. Drugim miesiącem pod tym względem okazał się luty (27 %), i w końcu grudzień (12%).

W pracy wydzielono typy zim na podstawie kolejności rosnącej temperatury średniej. Okazało się, że najczęściej (30 %) występował typ zimy z najchłodniejszym styczniem i najcieplejszym grudniem (typ S L G). Jest to więc taka sama kolejność jak w przypadku średnich 30-letnich. Okazało się, że zimy o kolejności podobnej do średniej wieloletniej były chłodniejsze niż przeciętnie (o 1°C). Najchłodniejsze jednak były zimy z najchłodniejszym lutym i najcieplejszym grudniem ($-4,7^{\circ}\text{C}$). Najcieplejsze natomiast

($-0,3^{\circ}\text{C}$) okazały się zimy także z najchłodniejszym lutym, ale z najcieplejszym styczniem (typ L G S).

W pracy ustalono związki między średnią temperaturą miesięcy zimowych, a także miesiący pobocznych (listopad i marzec) ze średnią temperaturą zimy. Stwierdzono, że po miesiącach o danym znaku odchylenia często występuje miesiąc o takim samym znaku, najrzadziej natomiast o znaku przeciwnym, co potwierdzają wyniki wcześniejszych badań (Merecki, 1914; Kuziemska 1971). Najsilniejszy był związek między styczniem a lutym. Uzyskane wyniki nie są jednak istotne statystycznie. Prawdopodobieństwo tego, że uzyskany rozkład nie był przypadkowy wahało się od 50 % do 75 %.

Zbadano także zależności między temperaturą zimy a miesiący pobocznych (listopad i marzec). Uzyskane wyniki świadczą o tym, że istnieje związek średniej temperatury marca i zimy (XII-II). Po zimie o dodatnim lub ujemnym odchyleniu temperatury częściej marzec także ma odchylenie podobnego znaku. W przypadku listopada uzyskany rozkład jest bardziej zbliżony do równoprawdopodobnego, co świadczy o tym, że temperatura w listopadzie danego sezonu ma niewielki wpływ na temperaturę następującej po nim zimy.

W pracy przeanalizowano również przebieg średniej temperatury zimy i każdego z miesięcy w 30-leciu. Zakres średniej temperatury w miesiącach zimowych był większy niż w innych porach roku. Największą zmiennością (l $5,5^{\circ}\text{C}$) cechował się styczeń: od $-12,3^{\circ}\text{C}$ w 1987 do $3,2^{\circ}\text{C}$ w 1983. Mniejszym zakresem średniej temperatury ($14,3^{\circ}\text{C}$) cechował się luty: od $-9,6^{\circ}\text{C}$ w 1985 do $4,7^{\circ}\text{C}$ w 1990. Najchłodniejszy grudzień wystąpił w 1969 r. – $-8,5^{\circ}\text{C}$, a najcieplejszy w roku 1971 – $3,1^{\circ}\text{C}$ tzn. zakresem $12,6^{\circ}\text{C}$.

Średnia temperatura tych trzech miesięcy składa się na średnią temperaturę zimy i jest to podstawowy wskaźnik jej ostrości. Spośród zim w badanym 30-leciu najbardziej ostra okazała się zima 1970 (-6,7°C), a najłagodniejsza – zima 1990 (-2,5°C). Zakres średniej temperatury zimy wyniósł w badanym 30-leciu 9,2 °C i był węższy niż w pojedynczych miesiącach.

Cechą charakterystyczną okresu zimowego jest to, że ujemne odchylenia temperatury średniej są zwykle większe niż odchylenia dodatnie. Ich liczba jest natomiast mniejsza. Najbardziej jest to widoczne w grudniu, kiedy najchłodniejszy grudzień był aż o 7,8°C chłodniejszy od przeciętnego, podczas gdy najcieplejszy różnił się od przeciętnego tylko o 3,7°C. Co pewien okres zdarzają się miesiące o wyjątkowo niskiej średniej temperaturze. Ostatnim tak mroźnym miesiącem był styczeń 1987 (-12,3°C), kiedy w Warszawie zanotowano najniższą temperaturę w opisywanym 30-leciu – -30,7° C.

W pracy stwierdzono rosnącą tendencję temperatury w zimie, co potwierdzają wcześniejsze badania (Boryczka i in., 2002). O rosnącej tendencji temperatury w zimie świadczą obliczone równania prostej regresji temperatury w 30-leciu w Warszawie. Wystąpiła ona we wszystkich miesiącach zimowych, przy czym najbardziej wzrastała średnia temperatura stycznia (ponad 5°C/30 lat). Średni wzrost temperatury całej zimy wyniósł natomiast 2,7 C, a więc znacznie więcej niż w okresie 1779-1990.

Bardzo mroźne zimy wystąpiły w Warszawie w latach 60. (1968; -4,9 °C). Na początku lat 70. (1970; -6,7°C) oraz w latach 80 (1985; -6,3 °C). Łagodne zimy wystąpiły w połowie lat 70. (1975; 1,2°C), w końcu lat 80. i w latach 90. (1990; 2,5°C). Rosnąca tendencja temperatury w 30-leciu może też być związana z nakładaniem się dłuższych cykli temperatury - około kilkunastoletnich oraz około 100-letnich (Boryczka, Stopa-Boryczka, 2002).

Typowo zimowe warunki pogodowe (temperatura niższa od 0°C i opady śniegu) mogą wystąpić także podczas innych miesięcy w roku - od października do maja. Ważną charakterystyką ostrości zim są daty jej początku i końca oraz czas jej trwania. W celu ich wyznaczenia zastosowano metodę Gumińskiego opartą na średniej temperaturze miesięcznej. Średnio zima zaczynała się 6 grudnia, a kończyła 27 lutego i trwała 84 dni. Jednak daty początku i końca zim ulegały dużym zmianom z roku na rok. Zimy zaczynały się coraz później (ok. 5 dni /10 lat) i kończyły coraz wcześniej (ok. 5 dni/ 10 lat). Ważną cechą było to, że zimy ostre kończyły się później niż zimy łagodne. Warunki termiczne w czasie zimy miały natomiast niewielki związek z datą jej początku.

Czas trwania zimy w latach 1965-1995 ulegał zmianom z roku na rok - od 0 dni, tzn. braku zimy termicznej, kiedy średnia temperatura żadnego z miesięcy nie spadła poniżej 0 °C, w latach 1988-1990 do 119 dni w sezonie 1969. Ponieważ metoda opiera się na średnich wartościach temperatury, widoczny jest związek długości zimy i średniej temperatury zimy. Współczynnik korelacji średniej temperatury zimy (XII- II) i jej długości wyniósł 0,8. Zimy mroźne są więc jednocześnie długie. Ponieważ w zimie w 30-leciu tendencja temperatury była rosnąca, czas trwania zimy ulegał skracaniu. Spadek ten w porównaniu ze średnim czasem trwania zimy był bardzo duży i wyniósł około 14 dni /10 lat. Zimy w opisywanym 30-leciu stawały się coraz łagodniejsze i krótsze.

Styczeń okazał się miesiącem ,w którym większość charakterystyk śnieżności była największa. Jedyne średnia grubość pokrywy śnieżnej w dniach jej faktycznego występowania była największa w lutym.

O ile średnia liczba dni z opadem śniegu we właściwych miesiącach zimowych jest w miarę wyrównana (10 dni w lutym i w grudniu, 12 w styczniu), to liczba dni z pokrywą śnieżną jest bardziej zróżnicowana - od 12 w grudniu do 19 dni w styczniu. Najwyższa średnia miesięczna grubość pokrywy jest w lutym 9 cm, ale w styczniu jest ona niewiele mniej-

sza 8 - cm. Większa grubość pokrywy śnieżnej w lutym jest efektem pozostałości części pokrywy śnieżnej powstałej wcześniej i dodatkowych opadów śniegu w lutym. Jednak grubość pokrywy śnieżnej z uwzględnieniem wszystkich dni w miesiącu największą wartość (4,7 cm) przyjmuje w styczniu.

Podobnie jak warunki termiczne, tak i warunki śnieżne w czasie zim ulegały w Warszawie wahaniom z roku na rok. Wszystkie opisywane charakterystyki cechują się dużą zmiennością. Zakres liczby dni z opadem śniegu wyniósł od 19 dni (1990) do 50 dni (1968). Zakres liczby dni z pokrywą śnieżną był znacznie większy od - 11 dni (1989) do 90 dni (1970 - cały okres trzymiesięczny). Na szczególną uwagę zasługuje przebieg średniej grubości pokrywy śnieżnej. Charakterystyczne jest występowanie co kilka lat zim, podczas których grubość pokrywy śnieżnej jest kilkakrotnie wyższa niż przeciętnie. Tak było w czasie zimy 1979, kiedy to intensywne opady śniegu spowodowały paraliż komunikacyjny w Polsce, a maksymalna grubość pokrywy śnieżnej wyniosła aż 70 cm.

Wszystkie charakterystyki śnieżności cechowały się tendencją malejącą. Szczególnie uwidacznia się to w liczbie dni z pokrywą śnieżną, której spadek w 30-leciu wyniósł ponad 11 dni /10 lat. Spadek liczby dni z opadem śniegu było o rząd wielkości mniejszy (ok. 1 dnia /10 lat).

Liczba dni z opadem śniegu różni się od liczby dni z pokrywą śnieżną. W czasie zim łagodnych przeważają dni z opadem śniegu, np. w czasie zimy 1988 było dwukrotnie więcej dni z opadem śniegu niż z pokrywą śnieżną. Natomiast odwrotnie jest w czasie zim ostrych, np. w zimie 1969 (-4,9 C) było ponad dwukrotnie więcej dni z pokrywą śnieżną niż z opadem śniegu.

W pracy ustalono związki między pokrywą śnieżną a opadami. Okazało się, że związek charakterystyk śnieżności z ilością opadów nie jest jednoznaczny. Taka sama grubość pokrywy śnieżnej może wystąpić w czasie zim o różnej sumie opadów, a z drugiej strony – w czasie zim o podobnej sumie opadów i grubość pokrywy śnieżnej, a także liczba dni z pokrywą śnieżną może być zupełnie inna. Większy jest natomiast związek między sumą opadów a liczbą dni z opadem śniegu.

Większy związek pokrywy śnieżnej wykazuje z warunkami termicznymi. Długi czas jej zalegania ma miejsce podczas zim o niskiej temperaturze, do utrzymywania się pokrywy śnieżnej niezbędne jest bowiem utrzymywanie się temperatury niższej od 0 °C. Najdłuższym czasem zalegania pokrywy śnieżnej w 30-leciu w Warszawie cechowała się najmroźniejsza zima 1970 (-6,7°C). W czasie najłagodniejszych zim (1989 2,3°C i 1990 2,5°C) pokrywa śnieżna zalegała najkrócej (1989 - 11 dni, 1990 - 12 dni). Jeśli zimą mrozom towarzyszy duża ilość opadów, grubość pokrywy śnieżnej może być znacząca. Tak było w zimie 1979 (-5,4 C, 103 mm), kiedy zanotowano największą grubość pokrywy śnieżnej w latach 1965-1995-70 cm.

Przeprowadzone badania potwierdziły wielką zmienność warunków termicznych i śnieżnych okresu zimowego w Polsce, a także wykazały, że proces współczesnego ocieplenia zaznaczył się nie tylko w rosnącej temperaturze i skróceniu zimy, ale także wyraźnym złagodzeniu śnieżności zim

Tabela 1. Temperatura średnia miesięczna i wybranych chłodnych okresach roku (Warszawa - Okęcie, 1965 - 1995)

Temperatura (°C)	XI	XII	I	II	m	XII - II
Średnia	2,9	-0,6	-2,6	-1,6	2,6	-1,6
Maksymalna	5,6	1,8	0,0	1,5	6,6	1,1
Minimalna	0,5	-2,9	-5,3	-4,4	-1,0	-4,2
Amplituda dobowa	5,1	4,7	5,3	5,9	7,6	5,3

Tabela 2. Typy zim w zależności od kolejności średniej temperatury miesięcznej

typ	liczebność	średnia temperatura (°C)
SLG	9	-2,6
S G L	7,5	-1,1
L S G	5	-4,7
L G S	4	-0,3
G S L	4,5	-1,2
G L S	0	-

Tabela 3. Odchylenia od średniej (°C) skrajnych termicznie zim oraz miesięcy zimowych

	XII	I	II	ZIMA
najchłodniejszy	7,9	9,7	8,0	5,1
najcieplejszy	3,7	5,8	6,3	4,1

Tabela 4. Zmiany temperatury °C/10 lat

	XII	I	II	zima (XII-II)
	0,66	1,66	0,34	0,89

Tabela 5. Średnia, odchylenia standardowe i tendencja dni z opadem śniegu i pokrywa śnieżną w latach 1966-1995

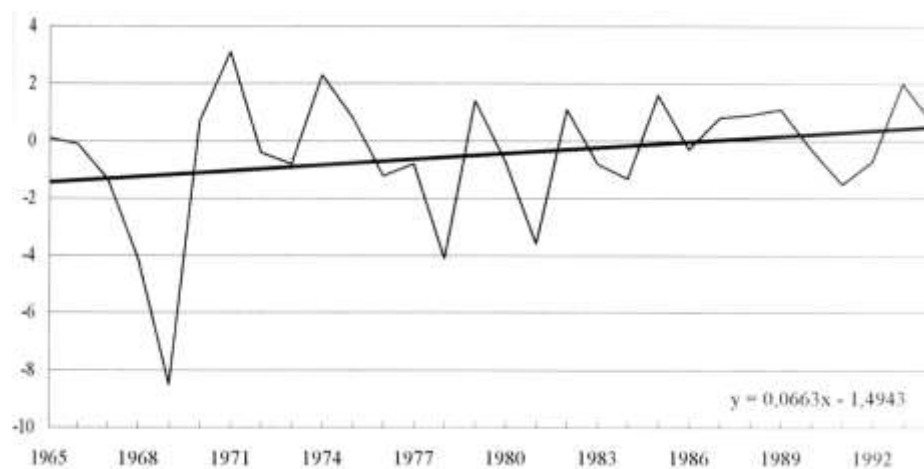
	średnia	odchylenie stand	tendencja /10 lat
dni z opadem śniegu w okresie (XII-II)	32	7,9	-1,5
dni z opadem śniegu w całym okresie zimowym	47	10,2	-1,1
dni z pokrywą śnieżną w okresie (XII-II)	44	19,4	-11
dni z pokrywą śnieżną w całym okresie zimowym	54	24	-12

Tabela 6. Średnia, odchylenie standardowe i tendencja grubości pokrywy śnieżnej (cm) w latach 1966-1995 w czasie zimy (XII-II)

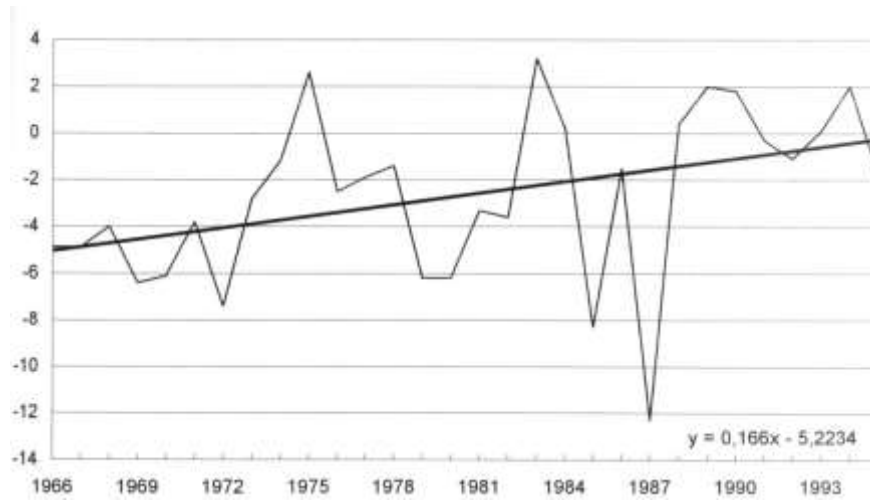
Grubość	Średnia	Odchylenie stand.	Tendencje/10 lat
W dni z pokrywą	7,5	6,8	-1,5
Wszystkie dni	4,7	6,3	-1,7
Maksymalna	21,3	14,1	-1,0

Tabela 7. Związek między grubością pokrywy śnieżnej i sumy opadów

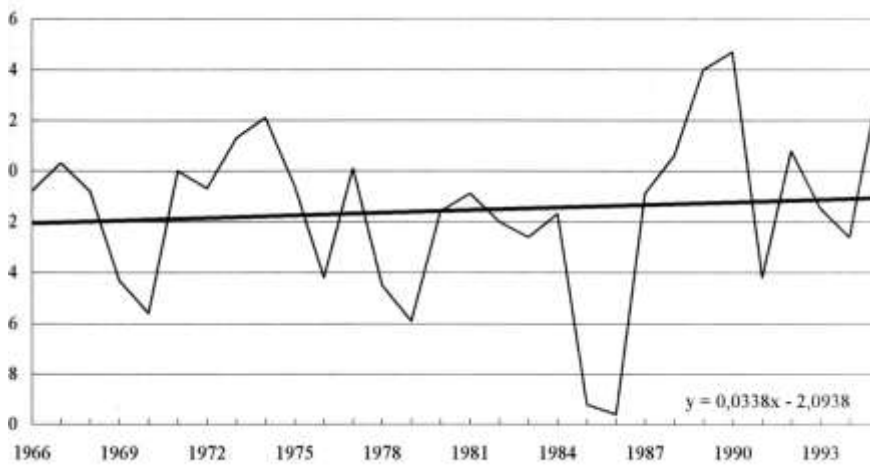
	Grudzień		
	śnieżny	normalny	mało śnieżny
wilgotny	6	2	2
normalny	2	4	4
suchy	2	3	5
	Styczeń		
	wilgotny	3	5
normalny	4	4	2
suchy	2	3	5
	Luty		
	wilgotny	2	4
normalny	2	4	4
suchy	6	3	1
	Zima		
	wilgotny	3	2
normalny	3	4	4
suchy	4	4	2



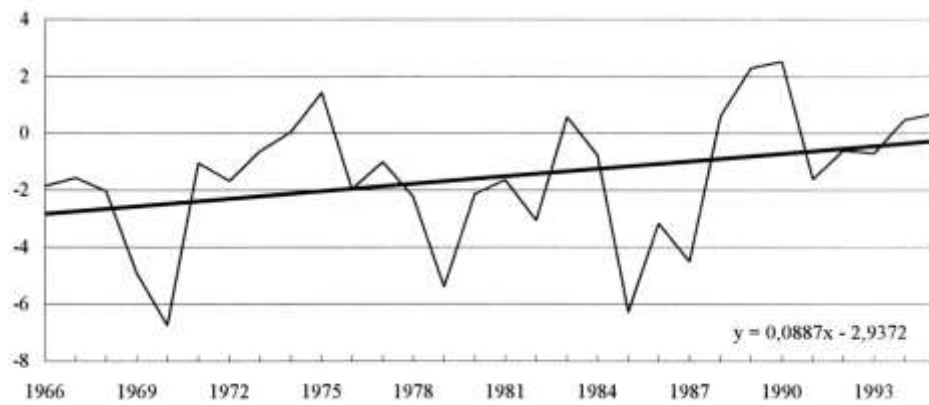
Rys. 1. Zmiany średniej temperatury w grudniu



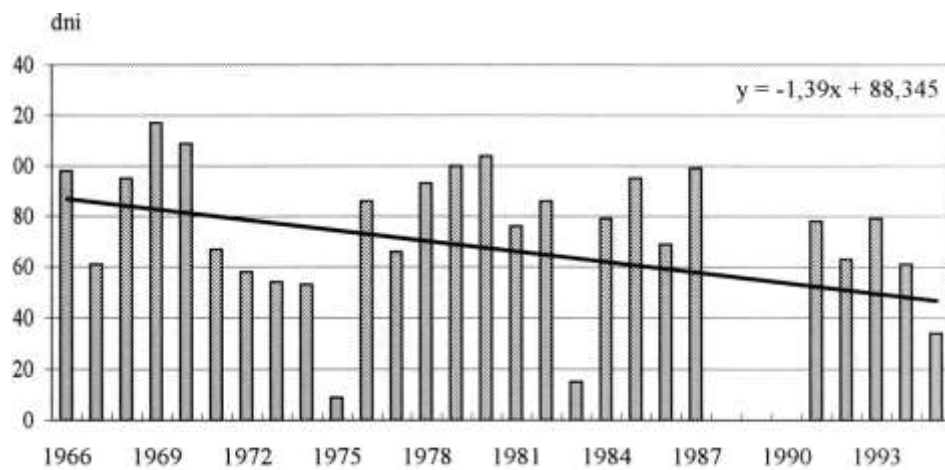
Rys. 2. Zmiany średniej temperatury w styczniu



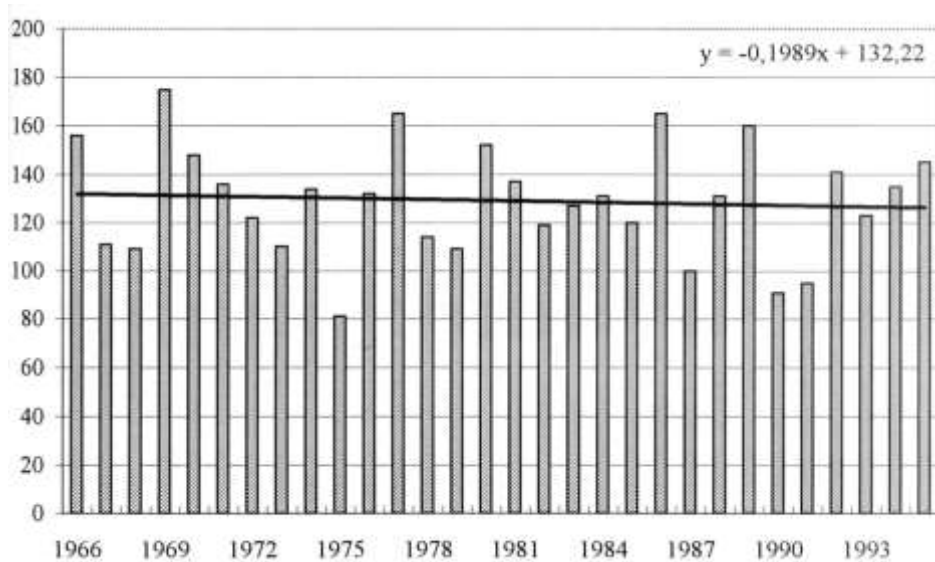
Rys. 3. Zmiany średniej temperatury w lutym



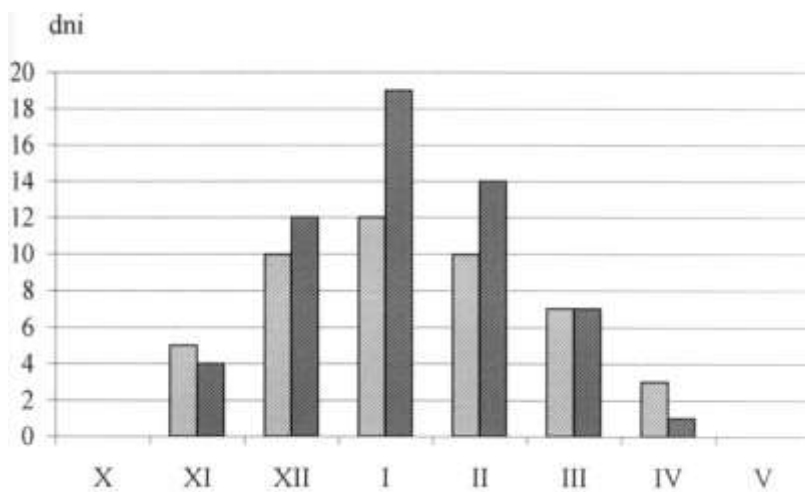
Rys. 4. Zmiany średniej temperatury w zimie



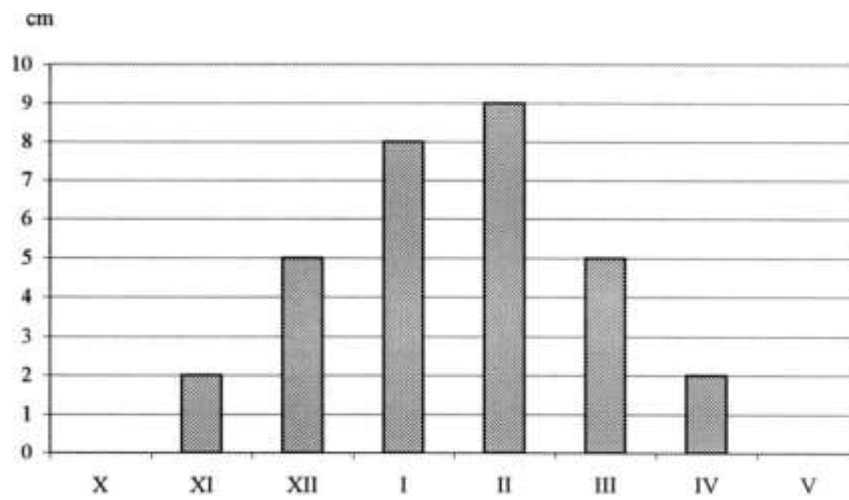
Rys. 5. Długość zimy wyznaczona na podstawie średniej temperatury miesięcznej



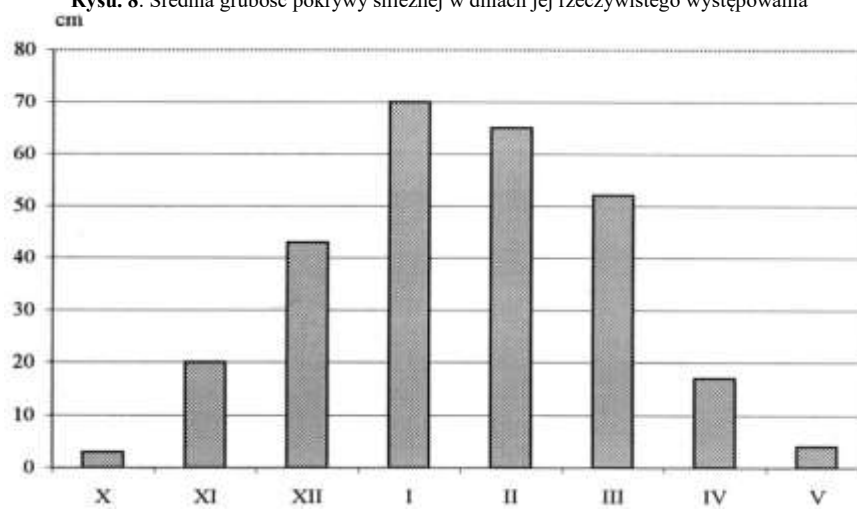
Rys. 6. Długość zimy wyznaczona na podstawie pierwszego i ostatniego dnia zimowego



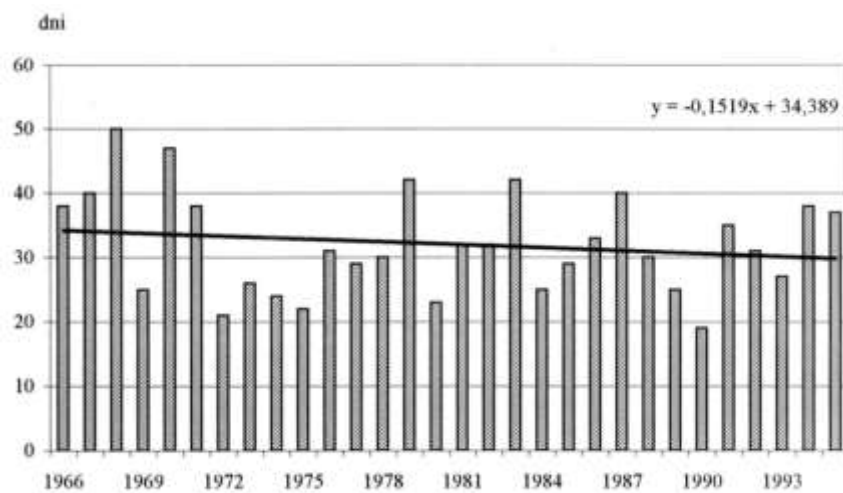
Rys. 7. Średnia liczba dni z opadem śniegu i pokrywą śnieżną



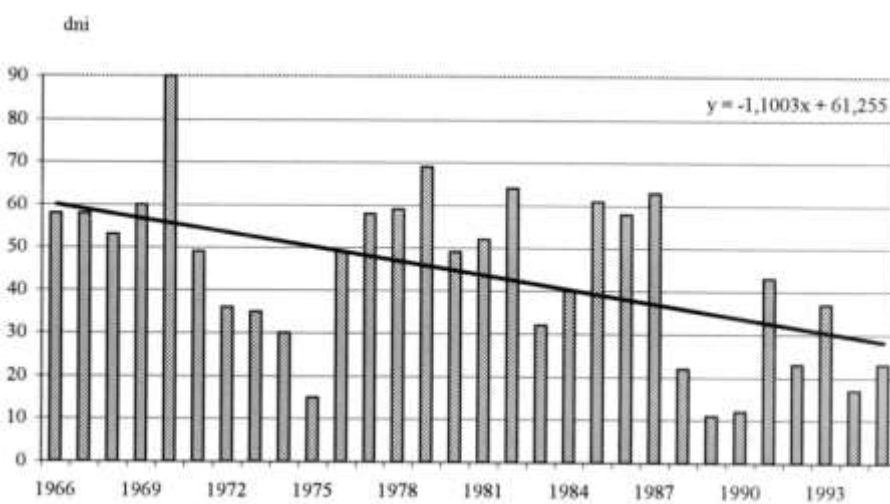
Rys. 8. Średnia grubość pokrywy śnieżnej w dniach jej rzeczywistego występowania



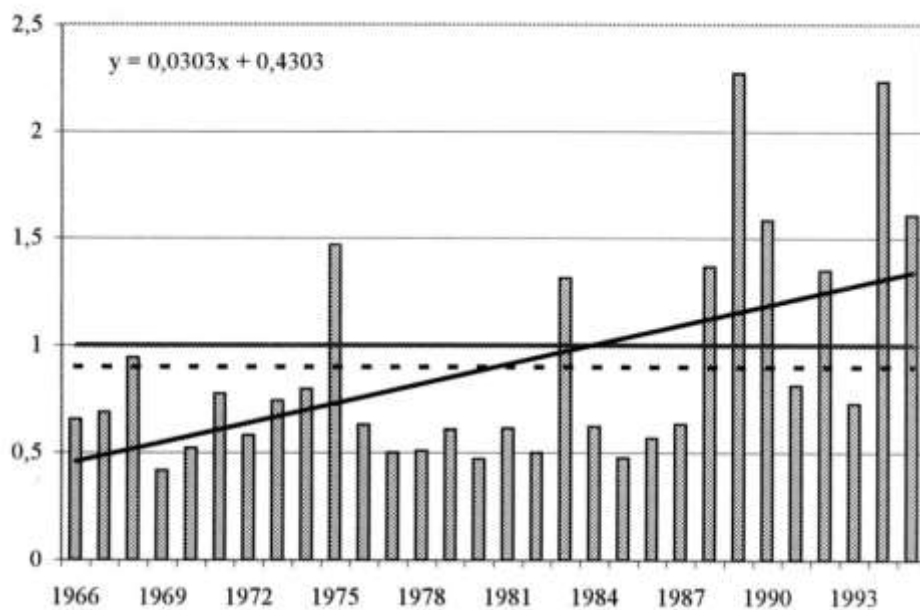
Rys. 9. Średnia grubość pokrywy śnieżnej w poszczególnych miesiącach



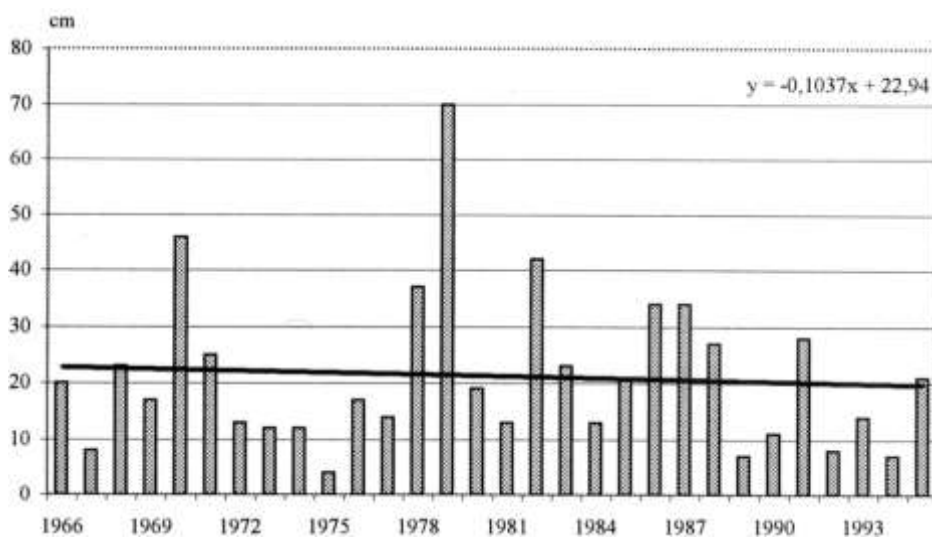
Rys.. 10. Liczba dni z opadem śniegu w latach 1966-1995 w czasie zimy (XII-II)



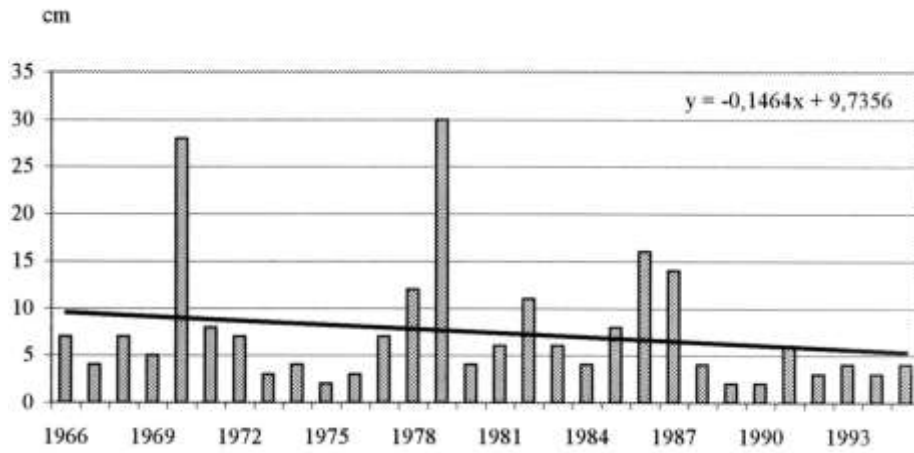
Rys. 11. Liczba dni z pokrywą śnieżną w latach 1966-1995 w czasie zimy (XII-II)



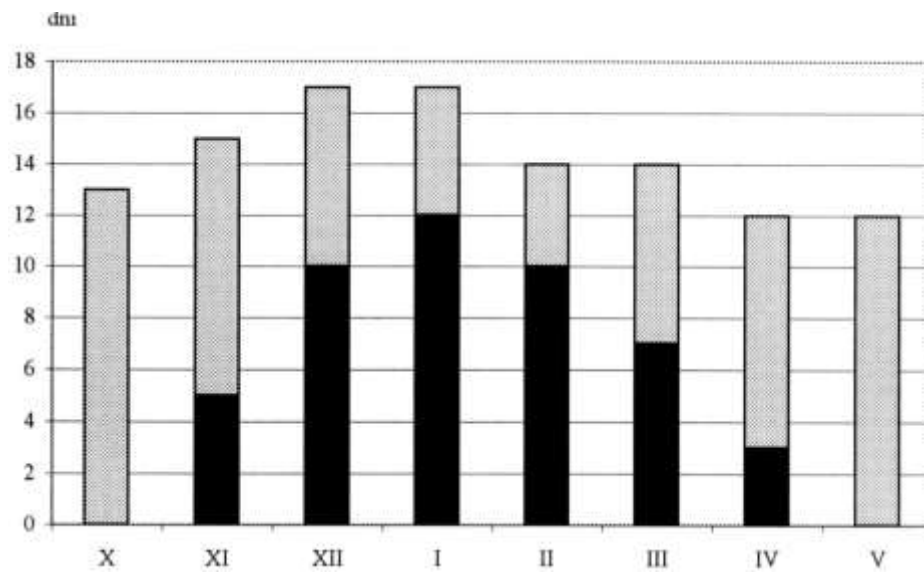
Rys. 12. Stosunek liczby dni z opadami śniegu do liczby dni zpokrywą śnieżną



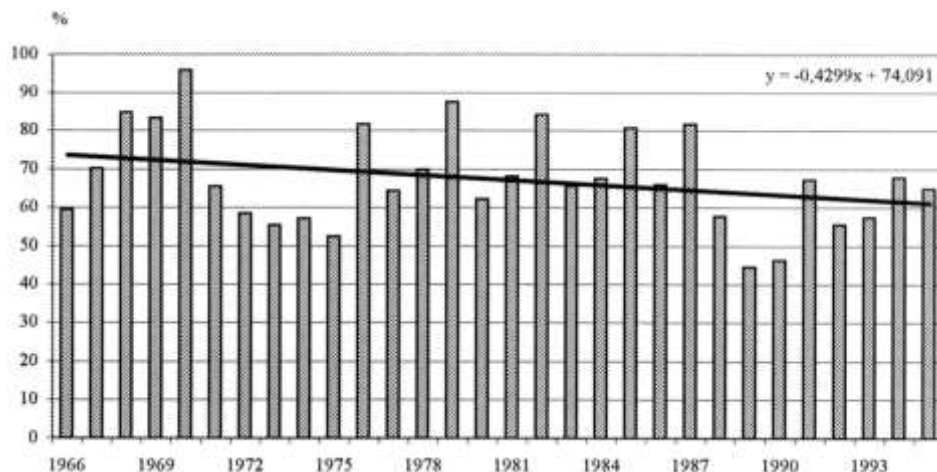
Rys. 13. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej (cm) w czasie zimy (XII-II)



Rys. 14. Średnia grubość pokrywy śnieżnej (cm) w czasie zimy (XII-II) w dniach rzeczywistego występowania



Rys. 15. Liczba dni z opadem (w tym z opadem śniegu) poszczególnych miesięcy w Warszawie w latach 195-1995



Rys. 16.. Udział dni z opadem śniegu w ogólnej liczbie dni z opadem

4.8. Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie

Au tor: Michał PRASZKIEWICZ

Opiekun naukowy: Danuta MARTYN

Cel pracy

Praca niniejsza należy do serii poruszającej zagadnienia klimatu Warszawy i na przykładzie stacji Okęcie charakteryzuje zjawisko suszy. Nizina Mazowiecka, w której środkowej części leży Warszawa, jest jedną ze słabiej zaopatranych w opady częścią Niżu Polskiego. Powszechnie mówi się o niedostatecznej ilości zasobów wody i negatywnych skutkach stopniowego zmniejszania się areału lasów, jakie następowało przez kilka ostatnich stuleci. Zagrożenie stepowaniem potwierdziło wystąpienie kilku przypadków letniej suszy w ostatnich latach. Wprawdzie odchodzi się od katastroficznych wizji wskazując na to, że m.in. susze są przejawami naturalnych wahań klimatu, to jednak zdarzające się suche epizody każą pamiętać o racjonalnym dysponowaniu zasobami wody i dbaniu o ich jakość.

Dane liczbowe do opracowania zostały zaczerpnięte z kilku źródeł. Dobowe i miesięczne sumy opadów z lat 1954-1981 pochodzą z wydanych roczników pt. „Opady atmosferyczne”. Dane z lat 1951-1953 i 1982-1990 pozyskano z IMGW. Wartości średnie miesięczne i roczne temperatury i wilgotności względnej powietrza skompletowano na podstawie wydanych „Roczników meteorologicznych” z lat 1954-1968 i „Die Witterung in Uberssee” z lat 1982-1990, a także bazy danych Zakładu Klimatologii WGSR UW.

Opracowanie materiału zostało podzielone na 3 części. Najważniejsze wyniki przedstawiono w tab.1-4 i na wykresach rys.1-21.

Najpierw przedstawiono charakterystykę niedoborów w przychodzie wody w kilku ujęciach, aby unaocznić w jakim stopniu o wynikach decydują kryteria i podstawy odniesienia (za które posłużyły: średnia wieloletnia suma opadów i wielkość parowania potencjalnego). Omówiono względne niedobory opadów w poszczególnych miesiącach i latach (w stosunku do średnich sum całego okresu 1951-1990). Ponieważ przesądzenie czy dany rok lub miesiąc był suchy nie może być jednoznaczne, porównałem wyniki uzyskane za pomocą 3 kryteriów: kryterium Z. Kaczorowskiej (1962), spotykanego dość często w literaturze, wyrażającego się następującymi przedziałami po stronie niedoborów (suma średnia – 100%):

- 100 - 90,0 % – norma opadowa
- 89,9 - 75,0 – umiarkowana susza
- 74,9 - 50,0 – mocna susza
- 49,9 - 0,0 – skrajna susza

Ze względu na zbyt mały zakres normy (gdy opady wynoszą 89% średniej sumy nie można mówić o suszy) intuicyjnie zwiększono go o 5% tworząc nieznacznie zmienione kryterium (dalej nazywane też „H”):

- 100 -85,0 % – norma opadów
- 84,9 -70,0 – umiarkowana susza
- 69,9 -50,0 – mocna susza
- 49,9 -0,0 – skrajna susza (przedział niezmienny)

Zakresy są analogiczne dla nadmiarów – powyżej 100 %.

W ostatnim czasie eksponowane jest zagadnienie naturalnej zmienności różnych elementów meteorologicznych, w tym także opadów atmosferycznych. W związku z tym, trzecie kryterium wyznaczania suchych miesięcy i lat opiera się na wynikach obliczeń przedziału zmienności opadów, przez co rok oraz każdy z 12 miesięcy otrzymały odrębną klasyfikację.

Ujęto też opady na podstawie analogicznych kryteriów, ale w odniesieniu do wielkości potencjalnego parowania. Trzecie kryterium – w tym przypadku uwzględnia zmienność wskaźnika x 100% (stosunek sumy opadów do wielkości parowania). Granice normy można obliczyć dwoma sposobami i dlatego to kryterium ma 2 warianty. Pierwszy z nich opiera się na tej samej zasadzie co w przypadku obliczania zmienności opadów - do wyznaczania granic normy posłużyły odchylenia od 100%, natomiast w drugim wariantcie - od średnich wartości wskaźnika uwilgotnienia, który przybiera różne wartości - od 62,3 do 284,3% w miesiącach, a w roku 89,8%. Wartości parowania potencjalnego (E) zostały obliczone ze wzoru N. N Iwanowa (za W. Przedpelską, 1973):

$$E = 0,0018(25+t)^2 (100-f)$$

Wzór nie jest skomplikowany, zawiera dwie zmienne - średnią miesięczną temperaturę powietrza t (°C) i średnią miesięczną wilgotność względną f (%). Jest on słuszny dla wszystkich wartości wilgotności względnej, natomiast wartość temperatury może zawierać się między -25 °C i + 40 °C, a więc w warunkach Polski jest wystarczający. Trzeba podkreślić, że wyniki uzyskiwane z jego pomocą są zbliżone do tych, wyznaczonych z użyciem bardziej skomplikowanych wzorów (W. Przedpelska, 1973).

W dalszej części pracy zastosowano metody oparte na analizie częstości i czasie trwania okresów bezopadowych. Wyznaczono je zgodnie z kryterium A. Schmucka (1969),

który określa posuchy atmosferyczne jako serie dni bezopadowych trwające 9 i więcej dni, przy czym do serii wlicza się pojedynczy dzień z opadami poniżej 1 mm lub dwa kolejne dni o sumie opadów poniżej 1 mm (do serii wliczone zostały także 3 i więcej kolejnych dni z opadami o łącznej sumie poniżej 1 mm – uszczegółowienie autora).

Wyznaczono w ten sposób okresy suszy :

krótkotrwałe – 9-17 dni bezopadowych

umiarkowane – 18-28 dni

długotrwałe – 29 i więcej dni,

które posłużyły do określenia prawdopodobieństwa wystąpienia suszy w dowolnie wybranym okresie i dalszego opracowania częstości cyrkulacji atmosferycznej. Znajduje się ono w trzeciej części pracy, która jest próbą prześledzenia rozwoju sytuacji synoptycznej i jej wpływu na powstawanie suszy i jej długotrwałość. Do uchwycenia związku z układem barycznym wykorzystano kalendarz typów cyrkulacji autorstwa B. Osuchowskiej-Klein (1978; 1991). Wydaje się on być lepszy od obowiązującej w naszej służbie meteorologicznej klasyfikacji Lityńskiego, gdyż jest oparty na przeglądzie sytuacji na konkretnych mapach, z których zestawiono 13 wzorcowych typów cyrkulacji.

Niedobory opadów

Przy określeniu wagi niedoborów opadów najbardziej obiektywną ocenę daje kryterium uwzględniające naturalną zmienność opadów, gdyż wyniki uzyskane z jego pomocą z grubsza odpowiadają założeniu, że w dłuższej próbie danych większa część powinna być przeciętna, a dopiero reszta - odbiegająca w dół lub w górę od normy, natomiast sytuacje skrajne nie powinny zdarzać się często.

Ogólnie można stwierdzić, że istotne niedobory opadów zdarzają się średnio raz na 4 lata. Zgodnie z kryterium uwzględniającym naturalną zmienność opadów, jedna czwarta lat w wieloleciu 1951 - 1990 miała niedobór opadów (i w większości umiarkowany). Lat skrajnie suchych nie było, ponieważ roczne sumy opadów nie są bardzo zróżnicowane (niedobory jednych miesięcy są niewielowane przez nadwyżki innych) i zawierają między 65 i 152% średniej sumy. Średni niedobór opadów, wynoszący ok. 12,5%, potwierdza, że kryterium stawiające granicę normy na 90 lub 85% dotyczy dużo dłuższych niż miesiąc okresów (w poszczególnych miesiącach dolna granica normy wynosi od 46 do 67%, co oznacza że po zastosowaniu kryterium Z. Kaczorowskiej - wartość granicy (!) normy zawierają się w przedziale mocnej suszy, a jedna - nawet skrajnej).

W jednej czwartej części wszystkich miesięcy, sumy opadów są na tyle małe, że zgodnie z naturalną zmiennością opadów, można mówić o suszy. Kryterium Z. Kaczorowskiej w przypadku miesięcy nie ma zastosowania (skrajnie małe opady są w tylu miesiącach, w ilu umiarkowane i bardzo małe łącznie, po zastosowaniu kryterium uwzględniającego zmienność opadów).

Niedobory określone w odniesieniu do średniej sumy opadów są względne i nie urzeczywistniają zapotrzebowania na wodę (widać to po zbliżonej liczbie suchych przypadków poszczególnych miesięcy).

Ponieważ, zwykle, niedobór opadów w stosunku do potencjalnego parowania jest większy niż niedobór w odniesieniu do średniej sumy opadów. Liczba suchych lat wg kryterium Z. Kaczorowskiej jest większa (w przybliżeniu co drugi rok był suchy, a bardzo suchy co trzeci).

Łączna liczba suchych miesięcy nie zmieniła się znacząco po zmianie podstawy odniesienia, natomiast zdecydowana ich większość przypadła na miesiące od marca do

października (od listopada do lutego, mimo iż opady są niewielkie, to pokrywają w większości przypadków potencjalne parowanie). Wskaźnik uwilgotnienia w poszczególnych miesiącach zmienia się w szerokim zakresie - od 0,62 do 2,84. Chcąc ułożyć kryterium uwzględniające zmienność (tym razem wskaźnika uwilgotnienia) jako podstawę, od której Uczzone będą odchylenia, można wziąć średnie wartości tego wskaźnika lub do wszystkich miesięcy wartość równą 1,0 (kiedy opady pokrywają parowanie). Jednak kryterium z wykorzystaniem zakresu zmienności wskaźnika uwilgotnienia obliczonego od średniej jego wartości, daje wyniki tak samo względne, jak kryterium uwzględniające zmienność opadów i dlatego lepszy jest wariant z bazą wskaźnika uwilgotnienia wynoszącą 1. Jest to chyba najlepsza ocena jaka część miesięcy jest sucha - od listopada do stycznia bardzo mała, w lutym już większa (średnio raz na 10 lat luty jest co najmniej bardzo suchy), pozostałe miesiące są suche częściej niż raz na 4 lata (w kwietniu, lipcu i wrześniu przynajmniej w mocnym stopniu); w czerwcu i lipcu częstość suszy jest mniejsza w porównaniu z sąsiednimi miesiącami (ale tylko o przypadki umiarkowanie suche).

Okresy bezopadowe

Dłuższe przerwy w opadach atmosferycznych (trwające dłużej niż 8 dni) zajęły jedną trzecią okresu 1951 - 1990. Najczęstsze były krótkie (trwające 9-17 dni), dlatego średnia długość 340 okresów bezopadowych wynosiła ok. 14dni. Okresy dłuższe (ponad 17 dni) wystąpiły 70 razy (a tylko 10 trwało ponad 28 dni – ewenementem był 76 - dniowy, jesienią 1951 roku). Liczba dni, w których był zupełny brak opadów, stanowi 40% całego 40-lecia.

Najwięcej dni objętych okresami bezopadowymi było w październiku, okresy te były też najdłuższe. Czerwiec jest miesiącem z najkrótszymi okresami bezopadowymi jednak ich waga jest o wiele większa z powodu wysokiej temperatury powietrza i pełni wegetacji wielu roślin.

W poszczególnych miesiącach, w przybliżeniu, okresy bezopadowe pojawiają się średnio nie rzadziej niż co 2 lata (najrzadziej w lipcu, najczęściej – prawie co w październiku). Okresy dłuższe od 17 dni w poszczególnych miesiącach występują raz na 5-15 lat (najczęściej w marcu, najrzadziej w grudniu).

Fragmentami najdłuższych okresów bezopadowych stosunkowo często objęty był październik.

Cyrkulacja atmosferyczna

Ogólnie, rok można podzielić na 2 części: gdy pogoda ma bardziej kontynentalny (październik - marzec) lub oceaniczny (kwiecień - wrzesień) charakter. Od kwietnia do września w dużej mierze pogodę kształtuje wyż znad Skandynawii -typ cyrkulacji $NE_a(E)$. Od października do marca następuje zmiana - silniejsze jest oddziaływanie wyżu z głębi kontynentu - typ $E, SE_a(E_1)$. W większości miesięcy roku częsty jest typ $NW_C(CB)$, z którym wiąże się przechodzenie ciepłego wycinka niżu z kolejnymi frontami..

Typem, który wyraźnie oddziałuje w lecie jest $W_a(C_2D)$; związany z Wyżem Azorskim).

We wszystkich miesiącach roku udział dni z cyrkulacją cyklonalną jest zbliżony do udziału dni z antycyklonalną (średnia różnica to ok. $\pm 6\%$).

W okresach bezopadowych – cyrkulacja antycyklonalną jest 2,6 razy częstsza niż cyklonalną (przewaga w udziale wynosi blisko 43%).

Wprawdzie najczęstsza jest sytuacja, gdy wyż znajduje się nad Europą Północną – typ cyrkulacji $NE_a(E)$, to najściślej z suszami wiąże się układ, w którym wyż jest w

głębi kontynentu - typ E, SE_a (E₁), ponieważ większa część wszystkich dni z taką cyrkulacją (blisko 62%) tworzyła okresy bezopadowe (następuje także największy wzrost częstości typu ei - w porównaniu z średnim jego udziałem w roku). Również rzadsza sytuacja Oa (G), gdy centrum wyżu znajduje się nad Polską, w dużym stopniu przyczynia się do trwania okresów bezopadowych („wykorzystanie” – ok. 65%).

Typ W_a(C₂D) nie pojawia się dużo częściej w okresach bezopadowych, a czasem nawet przerywa je gwałtownymi opadami (gdyż powietrze, które przynosi, zanim napłynie nad kontynent, nabiera dużo wilgoci znad ciepłych wód Atlantyku).

Spośród wszystkich dni z antycyklonalną cyrkulacją 48% występuje w okresach bezopadowych. Typy cyrkulacji związane z wędrówką niżów (a dokładniej z przechodzeniem frontów) przeciwstawiają się okresom bezopadowym, gdyż tylko ok. 19% wszystkich dni z sytuacjami cyklonalnymi było objęte okresami bezopadowymi. Typy cyklonalne pojawiają się dość rzadko w środku okresów bezopadowych (gdy przejściowo na pogodę wpływa skraj niżu, ewentualnie bliższa środka lecz poza frontalna jego część), a trochę częściej - na ich początku lub końcu (gdy następuje zmiana pogody).

Najbardziej (w porównaniu ze średnią w roku) zmniejszyła się w okresach bezopadowych częstość typu NWC (CB) oraz NE, E_c (E₀).

Charakterystyczne części roku

Analizując sytuację synoptyczną w poszczególnych miesiącach oraz częstość dni z suszą można wyróżnić w ciągu roku następujące okresy o odmiennych cechach; - w końcu grudnia i w styczniu okresy bezopadowe są częste (i są to w dużym stopniu ponad 17-dniowe); dość duża ich część jest kształtowana przez typy cyklonalne (spośród nich – głównie SW_C, D) i zimowy wyż znad Europy Wschodniej (typ E, SE , E₁); -na przełomie stycznia i na początku lutego liczba dni okresów bezopadowych zmniejsza się; potem do połowy marca następuje stopniowy wzrost częstości dni bezopadowych, w tym czasie 30% dni wiąże się z typem E, SE_a (E₁);

w drugiej połowie marca maleje liczba dni z suszą krótkotrwałą; przez pierwsze 20 dni kwietnia bardzo częste są krótkotrwałe okresy bezopadowe -wyż znad wschodniej Europy typ E, SE_a – E₁ już nie oddziałuje mocno, a wyż nad północną Europą – typ NE_a (E) – dopiero zaznacza swoją obecność; często pojawiają się typy cyklonalne; od końca kwietnia do początku czerwca, liczba dni z suszą jest wyrównana i wiąże się głównie z typem NE_a (E); ponieważ w maju ten typ cyrkulacji umacnia się - wzrasta, w drugiej połowie miesiąca i na początku czerwca liczba dni z suszą trwającą ponad 17 dni; oko 10 czerwca następuje wyraźne zmniejszenie liczby dni z suszą;

– od połowy czerwca do początku lipca, częstość dni z suszą jest przeciętna, chociaż odróżnia się od sąsiednich okresów (w czerwcowej części prawie wyłącznie są to dni z suszą krótkotrwałą); rekordowo duży jest udział typu NE_a (E); w pozostałych dniach lipca, dość rzadko pojawiają się okresy bezopadowe, bowiem *zaznacza*, się silny wpływ typu NW_C (CB); dni z suszą wiążą się prawie wyłącznie z typami NE_a (E) i W_a (C₂D); liczba dni z suszami krótkimi i średniotrwałymi jest podobna - około 10 sierpnia dni z suszą są rzadkie, ale prawie zawsze są to dni z suszą trwającą 18 - 28 dni - uwydatnia się przemienne, silny wpływ wyżu znad północnej Europy (typ NE_a - E) i niżów;

– od połowy sierpnia do początku września rośnie częstość dni z suszą krótkotrwałą; oddziaływanie typów W_a (C_aD) i NW_C (CB) słabnie; zaczyna zaznaczać się wpływ typu E, SE_a (E₁);

– we wrześniu udział wszystkich dni z suszą jest zbliżony do średniej w roku, aczkolwiek miesiąc ten, należy do dłuższego okresu, który odróżnia się od sąsiednich częstszym występowaniem okresów bezopadowych; najczęstszym typem cyrkulacji we wrześniowych okresach bezopadowych jest W_a (E_2C), trochę rzadsze są typy NE_a (E) i E , SE_a (E_1 ; waga obydwu jest podobna).

– W całym październiku przewaga w udziale antycyklonalnych typów cyrkulacji nad cyklonalnymi jest największa (wynosi 12%) i siłą rzeczy częste są okresy bezopadowe - Wiążą się one głównie z wyżem znad wschodniej Europy (typ E , $SE_a - E_1$), a także ułożonym centralnie nad Polską (typ $Oa - G$); kulminacja dni z suszą następuje około 6-8 października - dni te średnio co 2. rok należą do okresu bezopadowego, a co 4. rok - do okresu trwającego ponad 17 dni;

– Od początku listopada częstość dni obejmowanych okresami bezopadowymi maleje, by po 10. grudnia osiągnąć minimum roczne; pierwsza połowa grudnia była tylko raz w ciągu 40 lecia objęta fragmentem dłuższego od 17 dni okresu bezopadowego; przyczyną jest przewaga cyklonalnych typów cyrkulacji w listopadzie i grudniu (najczęstszy jest typ $NWC - CB$).

Aby charakterystyka suszy była pełna, należałoby wyniki uzyskane za pomocą arytmetycznych działań, zweryfikować przy pomocy bardziej kronikarskich informacji (co niestety przekracza ramy dostępności) o suszach, które były odczuwalne - głównie w rolnictwie.

Tabela 1. Zakres normy oraz przedziałów suszy dla rocznych wartości wskaźnika uwilgotnienia (%).

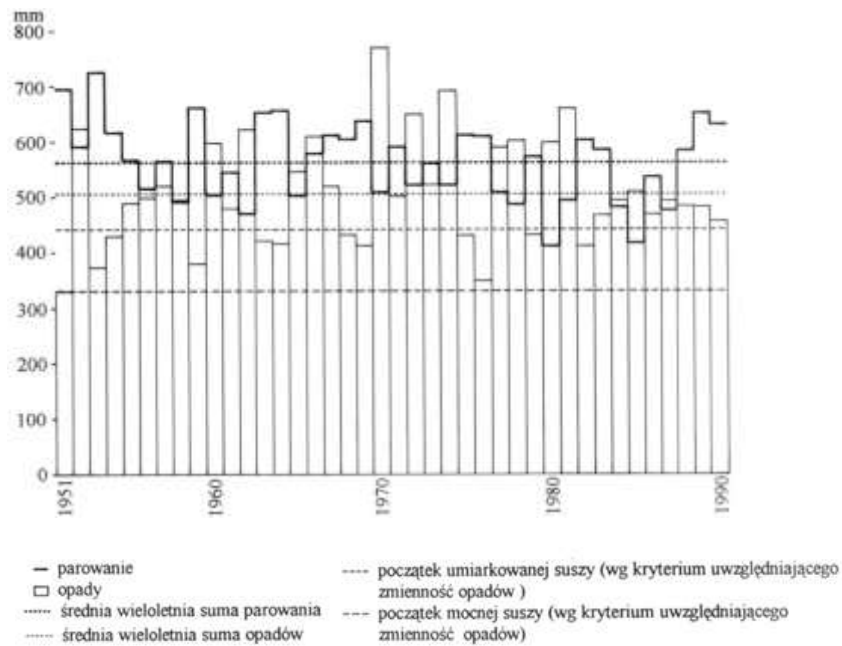
Norma opadów	120,5 - 74,3	116,3 - 71,5
Umiarkowana susza	74,2 - 55,7	71,4 - 53,6
Mocna susza	55,6 - 37,2	53,5 - 35,8
Skrajna susza	37,1 - 0	35,7 - 0

Tabela 2. Przebieg roczny wskaźnika uwilgotnienia ($P/E \cdot 100\%$).

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
195,1	166,9	88,9	62,3	69,2	75,7	77,6	72,3	78,9	109,3	222,4	284,3	89,8

Tabela 3. Najdłuższe okresy bezopadowe w latach 1951 – 1990

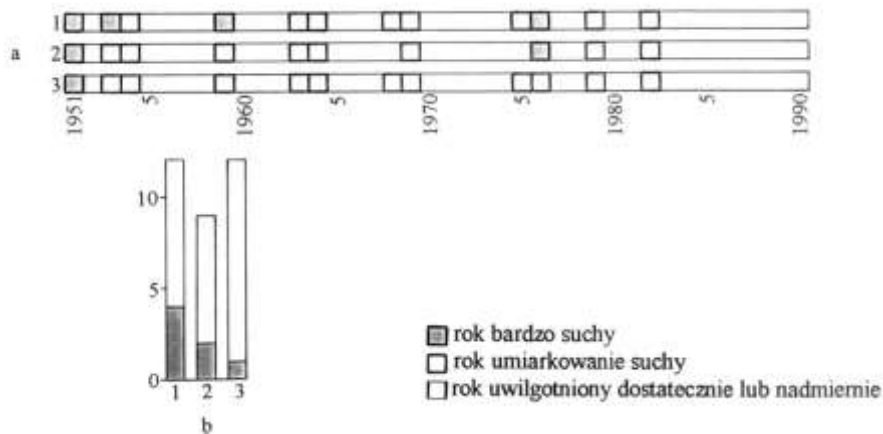
1951	76	18.VIII-8 XI
1953	37	X-13 XI
1976	37	24. I - 29.11
1974	35	18.III - 21. IV
1979	34	10. V - 12. VI
1963/1964	30	27. XII - 2.I
1961	29	15. IX - 13.X
1962/1963	29	17.XII - 14.I
1976	29	14.IV - 12. V
1984	29	24.X - 21.XI
1976	37	24. I - 29.II



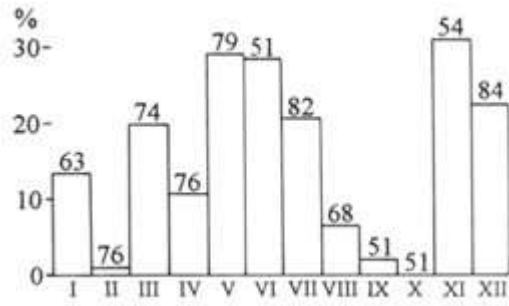
Rys. 1. Sumy roczne opadów atmosferycznych oraz potencjalnego parowania (obliczonego z wzoru

Tabela 4. Suma średnia opadów na 7 dni przed okresami bezopadowymi (a) i w czasie okresów bezopadowych (b; w nawiasach skrajnie zanotowane sumy) oraz częstość okresów bezopadowych przed którymi (na 7 dni) opady były mniejsze od 10 mm (c).

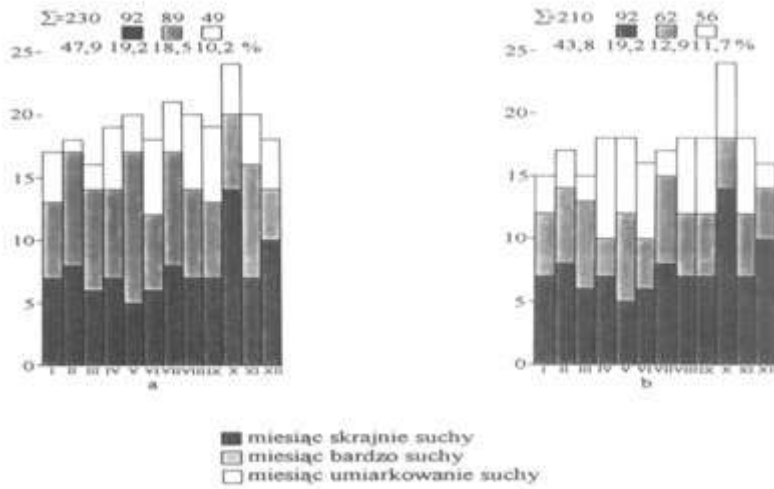
Okresy 29 i więcej dni	7,7 (1,3 -17,9)	1,1 (0,2 - 2,3)	70,0 %
Okresy 18-28 dni	13,7 (1,2 -58,6)	0,9 (- -2,4)	48,3%
Okresy 9-17 dni	12,8 (0,5 -71,0)	0,6 (- -2,4)	48,9%
Razem	12,8	0,7	49,4%



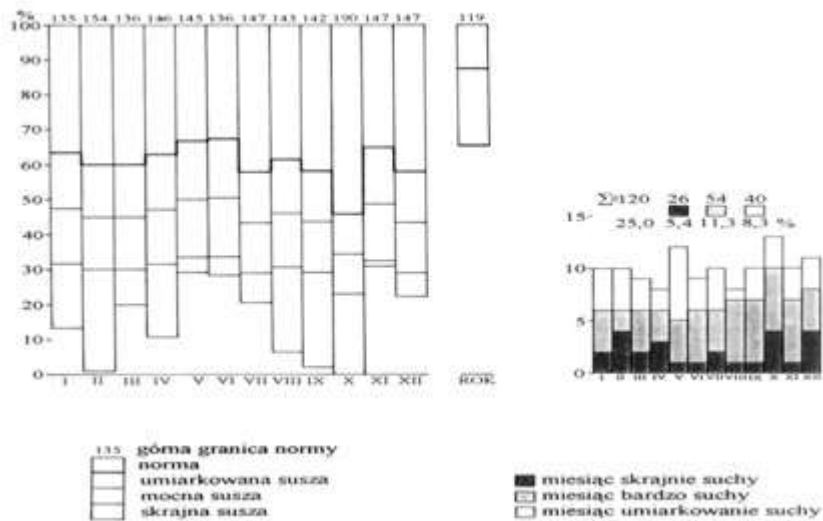
Rys. 2. Natężenie suszy w poszczególnych latach (a) i liczba lat suchych (b) wyznaczonych na podstawie sumy opadów, za pomocą kryteriów :Z. Kaczorowskiej (1), II-zmienionego Z. Kaczorowskiej (2) i uwzględniającego zakres zmienności opadów (3)



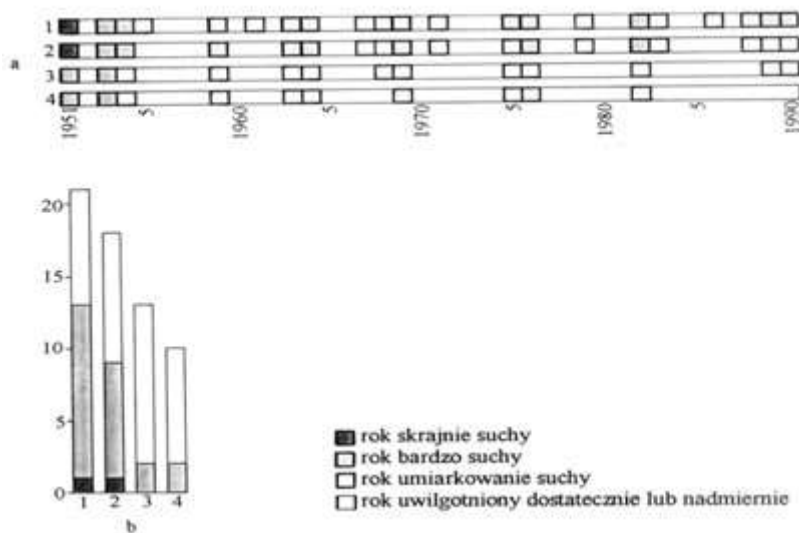
Rys. 3. Najmniejsza suma miesięczna opadów w % sumy średniej (nad słupkiem - ostatnie cyfry roku)



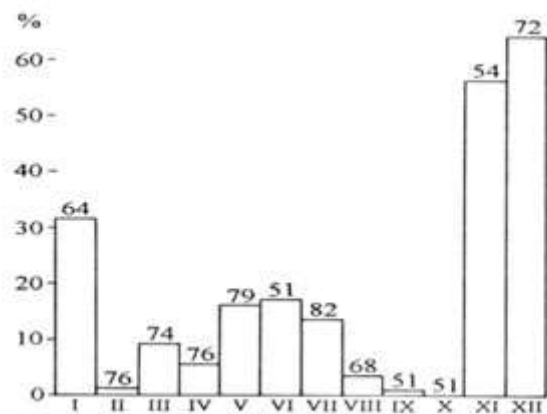
Rys. 4. Liczba suchych miesięcy wyznaczonych za pomocą kryterium Z. Kaczorowskiej (a) i kryterium II (zmienionego Z. Kaczorowskiej, b), Σ - łączna liczba suchych miesięcy, % - udział w ogólnej liczbie miesięcy



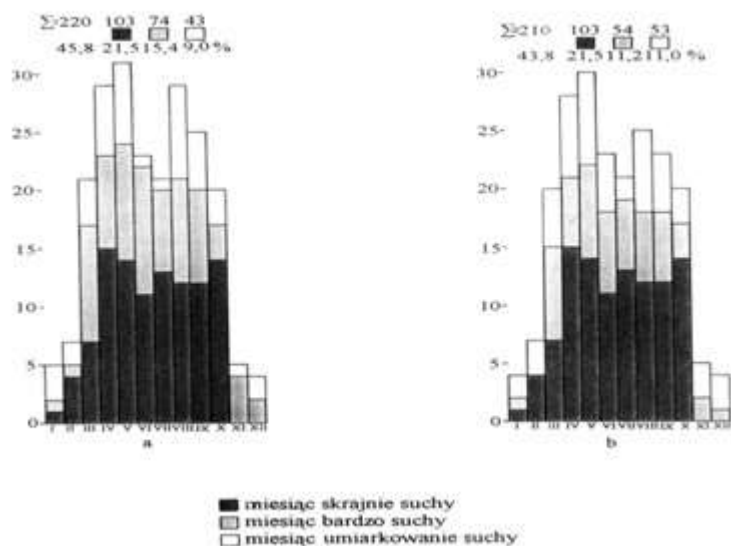
Rys. 5. Względna zmienność opadów (— wartość nie występuje) oraz liczba miesięcy suchych, wyznaczona za pomocą kryterium uwzględniającego zmienność opadów, Σ — łączna liczba suchych miesięcy, % — udział w ogólnej liczbie miesięcy



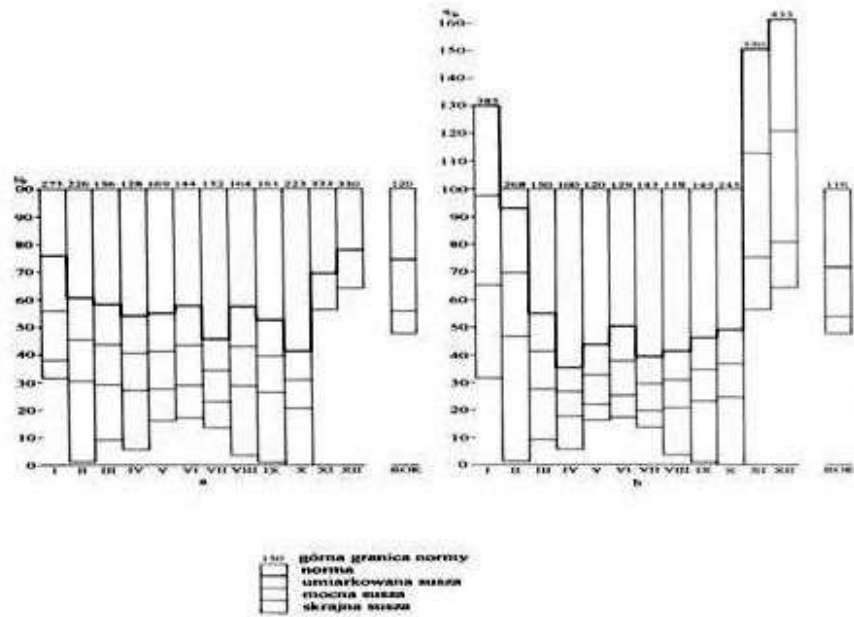
Rys. 6. Natężenie suszy w poszczególnych latach (a) i liczba lat suchych (b) wyznaczonych na podstawie wartości wskaźnika uwilgotnienia ($P/E \cdot 100\%$), za pomocą kryteriów Z. Kaczorowskiej (1), II — zmienionego Z. Kaczorowskiej (2), uwzględniającego zakres zmienności tego wskaźnika (3- obliczony od wartości 100%, 4- od średniej wartości)



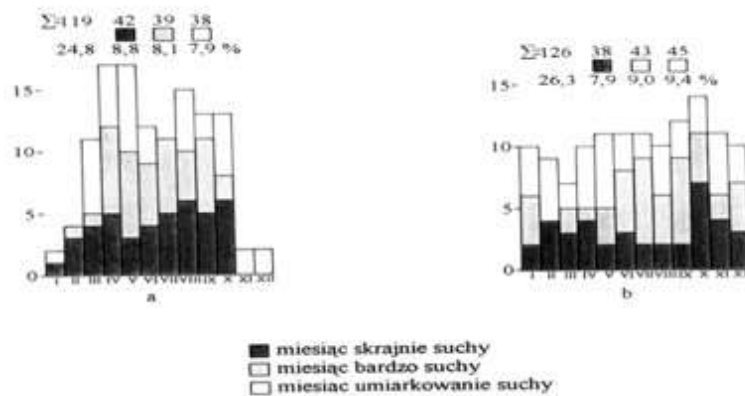
Rys. 7. Najmniejsza miesięczna wartość wskaźnika uwilgotnienia $P/E \cdot 100\%$ (nad słupkiem – ostatnie cyfry roku)



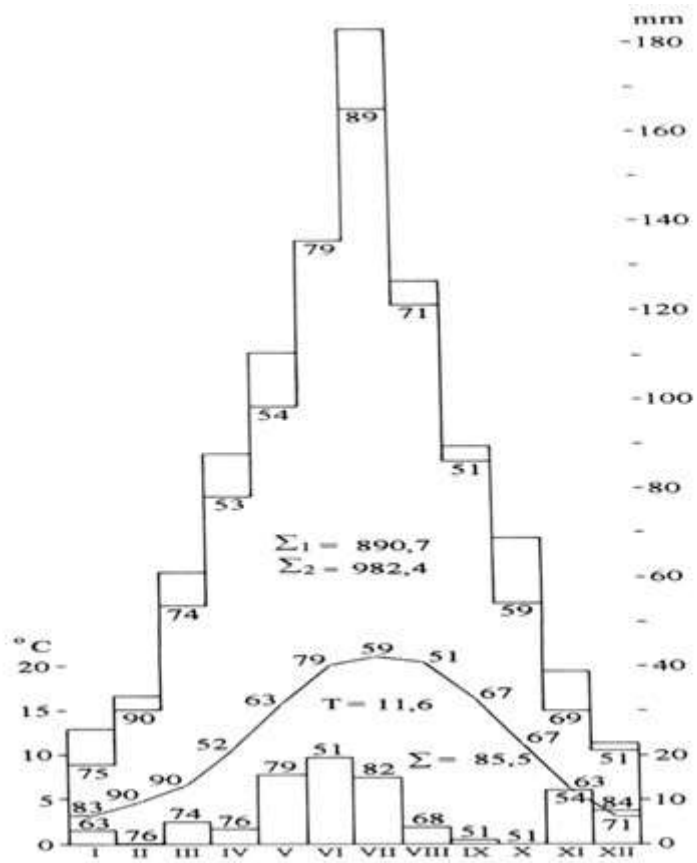
Rys. 8. Liczba suchych miesięcy wyznaczonych na podstawie wartości wskaźnika uwilgotnienia, za pomocą kryterium Z. Kaczorowskiej (a) oraz kryterium II (zmienionego Z. Kaczorowskiej, b), Σ - łączna liczba suchych miesięcy, % - udział w ogólnej liczbie miesięcy



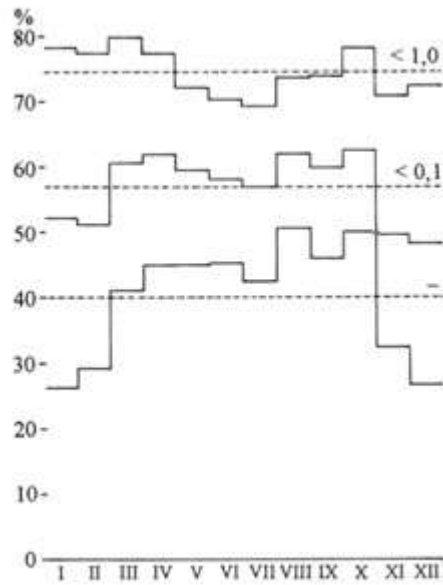
Rys. 9. Zmienność wskaźnika uwilgotnienia $P/E \cdot 100\%$ w ciągu roku – obliczona od wartości 100% (a) oraz od średniej wartości wskaźnika (b), — wartość nie występująca



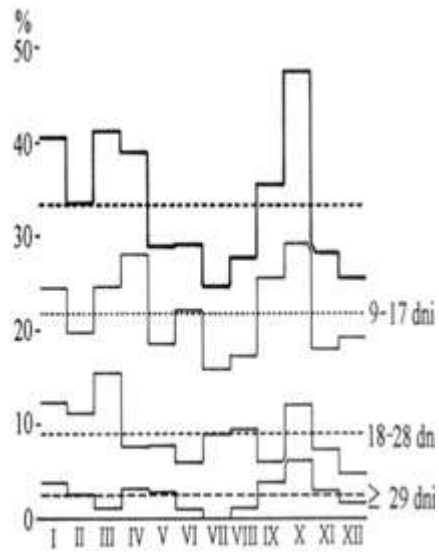
Rys. 10. Liczba suchych miesięcy wyznaczonych na podstawie wartości wskaźnika uwilgotnienia, za pomocą kryteriów uwzględniających zakres jego zmienności (obliczony od wartości 100% - a , oraz od średniej wartości - b , Σ - łączna liczba suchych miesięcy, % - udział w ogólnej liczbie miesięcy



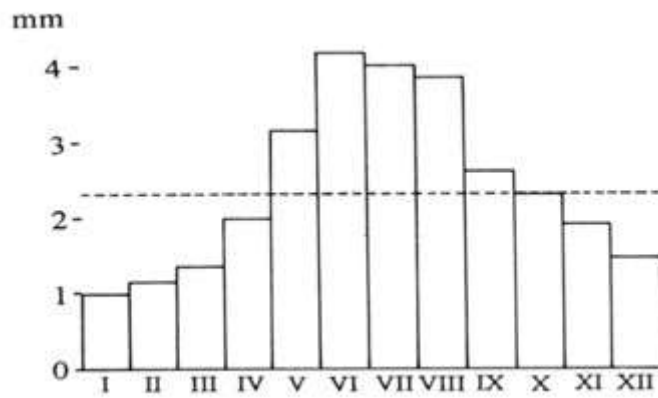
Rys. 11. Skrajne wartości miesięczne niektórych elementów meteorologicznych



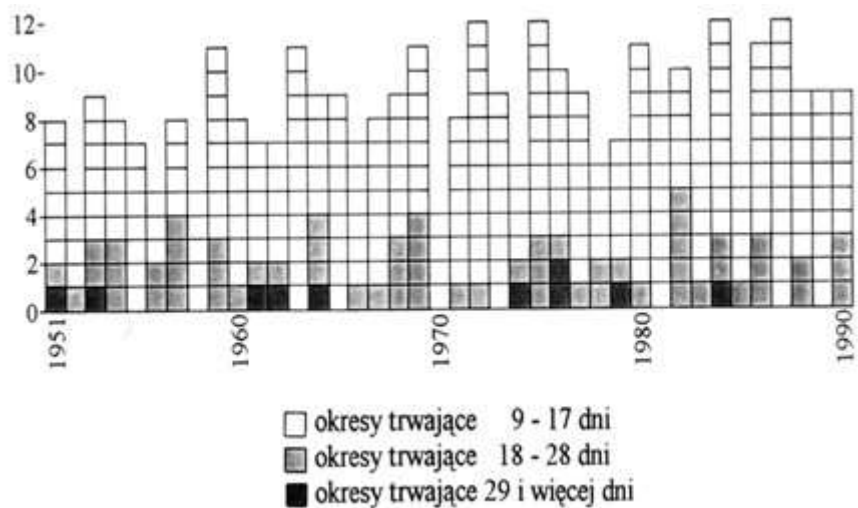
Rys. 12. Częstość dni z opadami <math>< 1,0\text{ mm}</math>, <math>< 0,1\text{ mm}</math> oraz bez opadów



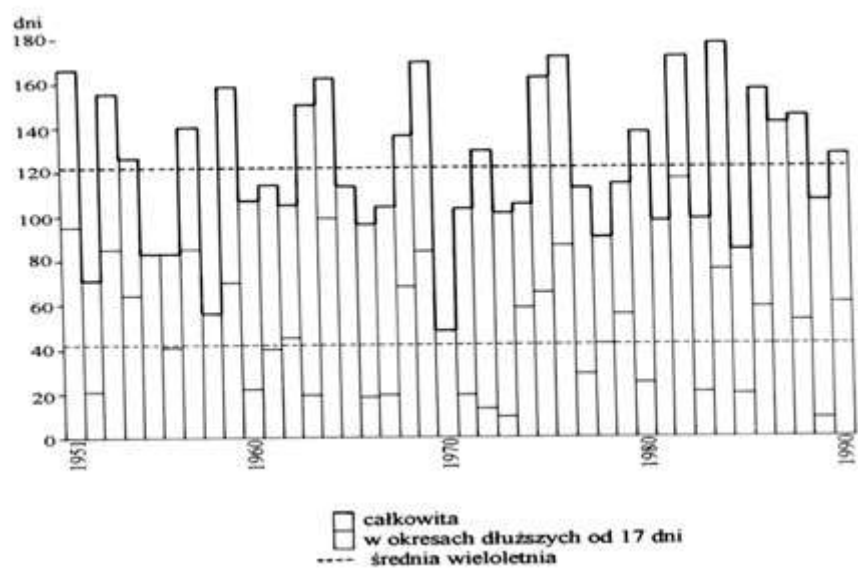
Rys. 13. Udział okresów bezopadowych w ogólnej liczbie dni; _____ wszystkie dni, ---- śr. roczna



Rys. 14. Suma opadów przypadająca na 1 dzień opadów



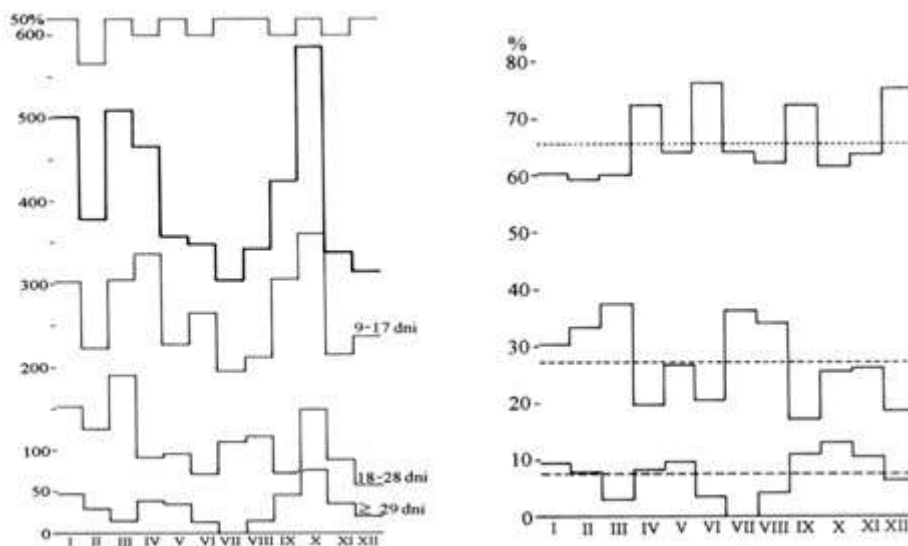
Rys. 15. Liczba okresów bezopadowych



Rys. 16. Liczba dni w okresach bezopadowych

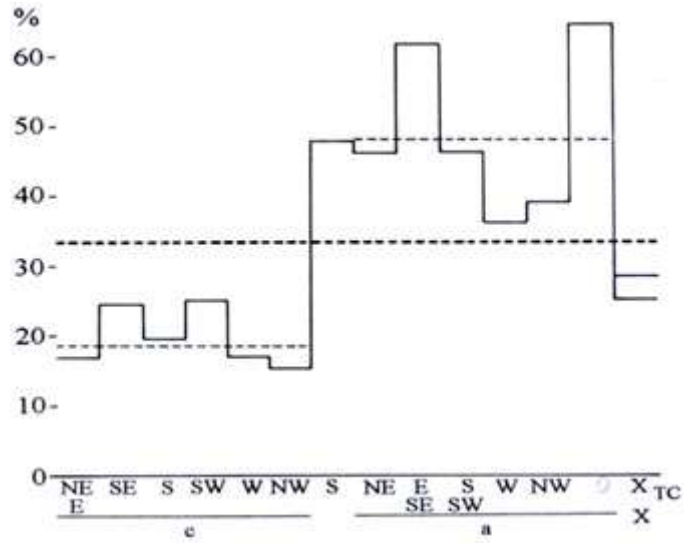


Rys. 17. Średnia długość okresów bezpadowych w poszczególnych przedziałach, _____ wszystkie okresy, _____ linia pozioma – średnia roczna

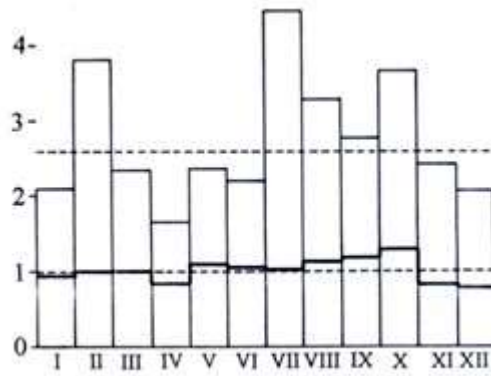


Rys. 18. Liczba dni w okresach bezpadowych, _____ łączna liczba, 50% - poziom połowy dni miesiąca

Rys. 19. Częstość okresów bezpadowych o poszczególnych długościach (% łącznej liczby dni okresów bezpadowych): okresy 9-17 dni, ---- okresy 18-28 dni, - - - - okresy ≥ 29 dni



Rys. 20. Udział okresów bezopadowych w ogólnej liczbie dni z danym typem cyrkulacji, --- typy cyklonalne i antycyklonalne (łącznie) - - - udział okresów bezopadowych w 40-leciu



Rys. 21. Iloraz liczby dni z cyrkulacją antycyklonalną i cyklonalną w okresach bezopadowych oraz w całym miesiącu (dolna część wykresu, linie przerywane – średnie roczne)

V. STAN ZANIECZYSZCZENIA ATMOSFERY W WARSZAWIE I INNYCH MIASTACH POLSKI

Syntezę prowadzonych badań w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (z udziałem studentów) w zakresie stanu zanieczyszczenia atmosfery w Polsce przedstawiono w t. 28 Atlasu:

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2012, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XXVIII. **Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 470.

Spis treści tomu XXVIII koresponduje z wcześniej opublikowanymi częściami dotyczącymi badań klimatu Warszawy i innych miast Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Najpierw, tj w rozdz. II *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy i innych miast Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii* przedstawiano publikacje na podjęty temat, a potem prace archiwalne. Jedną z nich (rozdz. III) pt. *Wpływ warunków pogodowych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza na terenie Warszawy – Początki badań Zakładu Klimatologii* zawiera wyniki najwcześniejszych prowadzonych pomiarów stężenia i opadu pyłu w Warszawie (z roku 1969).

W kolejnych rozdziałach IV, V, VI zamieszczono 3 artykuły: B. Kicińskiej p.t. *The aerosanitary conditions in the towns of Poland*, K. Olszewskiego pt. *The acidity of precipitation in Warsaw* i M. Śmietanki. p.t. *The influence of aerosanitary and biometeorological conditions on the health and mortality of the inhabitants of Warsaw* – dotyczący samej stolicy. Pozycje te opublikowane były w *Studies on the climate of Warsaw*, ed. M. Stopa-Boryczka, Warsaw 2003 (IV i VI jako obszerne fragmenty prac doktorskich).

Oryginalną część pracy stanowi rozdział VII p.t. *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zanieczyszczenia powietrza miast w Polsce w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW*. Wyróżniono w nim cztery podrozdziały dotyczące zmian zanieczyszczenia powietrza miast Mazowsza, ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy, zmian zanieczyszczenia powietrza miast w południowej i północnej Polsce oraz miast w innych krajach.

- Do najważniejszych problemów badawczych w pracach magisterskich należą;
- Rola cyrkulacji atmosferycznej w zmianach zanieczyszczenia powietrza związkami siarki (SO₂) w miastach na Mazowszu i innych regionach Polski
 - Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza (dwutlenku siarki SO₂ i dwutlenku azotu NO₂) na przykładzie Warszawy
 - Zależność stężenia dwutlenku azotu od natężenia ruchu drogowego i warunków pogodowych w Warszawie
 - Zmiany okresowe (dobowe i roczne) stężenia ozonu troposferycznego i ich zależność od warunków pogodowych
 - Zależność stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu od warunków meteorologicznych w Warszawie i Krakowie
 - Kwasowość opadów atmosferycznych na przykładzie Warszawy i Jarczewa

SPIS TREŚCI (28)

I.	WPROWADZENIE	7
II.	NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	9
III	WPLÝW WARUNKÓW POGODOWYCH NA ROZPRZESTRZENIANIE SIĘ ZANIECZYSZCZEŃ POWIETRZA NA TERENIE WARSZAWY – POCZĄTKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII	17
IV.	THE AEROSANITARY CONDITIONS IN THE TOWNS OF POLAND – Bożena KICIŃSKA	47
V.	THE ACIDITY OF PRECIPITATION IN WARSAW – Krzysztof OLSZEWSKI	62
VI.	THE INFLUENCE OF AEROSANITARY AND BIOMETEOROLOGICAL CONDITIONS ON THE HEALTH AND MORTALITY OF THE INHABITANTS OF WARSAW – Magdalena KUCHARCZYK	69
VII.	ROLA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W KSZTAŁTOWANIU ZANIECZYSZCZENIA POWIETRZA MIAST W POLSCE W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	81
7.1.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast Mazowsza ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy	81
7.1.1.	Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce (2005) – Kamila PYŁKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	81
7.1.2.	Zależność stężenia siarczanów w powietrzu od cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Warszawy (1988) – Piotr KOŁECKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	115
7.1.3.	Zależność stężenia dwutlenku azotu w Warszawie od warunków meteorologicznych i cyrkulacji atmosferycznej (2000) – Krzysztof KOCHAŃSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	128
7.1.4.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczeń w Warszawie (2000) – Aleksandra CZERWONKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	140
7.1.5.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006 (2010) – Paweł SZCZEPAŃSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	153
7.1.6.	Zmiana zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2006-2010 (2011) – Jacek KRYTWIŃSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	166
7.1.7.	Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy (2004) – Katarzyna JATCZAK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	177
7.1.8.	Zmiany stężenia ozonu troposferycznego w Warszawie w latach 2004-2008 (2010) – Izabela ŻOCHOWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	181
7.1.9.	Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy (2010) – Urszula FRYDRYCHOWSKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	193
7.1.10.	Warunki opadowe a kwasowość opadu w Warszawie w latach 1993-1995 (2000) – Adam CIEŚLAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	202
7.1.11.	Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa (2009) – Katarzyna ZDUŃCZYK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	206
7.1.12.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/1970 roku (1971) – Witold HUCULAK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	217
7.1.13.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze letniej i jesiennej w 1970 roku (1971) – Barbara KLEMENTYS (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	225
7.1.14.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza w Płocku (2005) – Jacek ZÓŁTOWSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	232
7.2.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w południowej Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Krakowa	244

7.2.1.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce (2009) – Anna SKUPIŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	244
7.2.2.	Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy (2004) – Agata KIELMER (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	254
7.2.3.	Zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998 (2006) – Izabela GOŁĘBCZYK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	262
7.2.4.	Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków) (2000) – Aneta WICHER VEL WICHROWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	273
7.2.5.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie w latach 1995-1997 (2003) – Marek HENZEL (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	283
7.2.6.	Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009 (2011) – Anna FAFLAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	292
7.2.7.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym w latach 90. XX wieku (2003) – Aldona GIETKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	301
7.2.8.	Ocena stopnia zanieczyszczenia powietrza na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych, (1998) – Łukasz PILARCZYK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	312
7.3.	Zmiany zanieczyszczenia powietrza miast w północnej Polsce	327
7.3.1.	Zanieczyszczenie powietrza tlenkami azotu w północno-zachodniej Polsce (2012) – Agata WAWRZYSZCZUK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	327
7.3.2.	Zależność stężenia dwutlenku siarki w atmosferze od warunków pogodowych na obszarze Północnej Polski w latach 1994-1997 (2003) – Izabella PRZYCZKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	333
7.3.3.	Wpływ warunków atmosferycznych na stężenie dwutlenku siarki w Łebie w latach 1994-1999, (2004) – Małgorzata SZYMAŃSKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	350
7.3.4.	Zależność dobowego stężenia jonów siarczanowych w atmosferze od typów cyrkulacji (na przykładzie Suwałk) (1993) – Jan SUCHOCKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	360
7.3.5.	Zależność dobowego stężenia dwutlenku siarki w atmosferze oraz typów cyrkulacji atmosferycznej (na przykładzie Suwałk) (1993) – Joanna DOWGIAŁŁO (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	371
7.4.	Zanieczyszczenia powietrza miast w innych krajach	382
7.4.1.	Wpływ topografii terenu na stężenie SO ₂ w powietrzu na obszarze Sudetów Zachodnich i Pogórza Zachodniosudeckiego (2004) – Urszula RUDNICKA (opiekun naukowy: Danuta DOBAK)	382
7.4.2.	Zanieczyszczenia atmosfery dwutlenkiem siarki w Polsce i w Niemczech w latach 1993-1996, (1998) – Krzysztof PISKORSKI (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	394
7.4.3.	Warunki tworzenia się smogu fotochemicznego na przykładzie Meksyku (2010) – Maria CUEVAS-KOSESKA (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	406
VIII.	STAN BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN KLIMATU Z UWZGLĘDNIENIEM PROGNOZ – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Elżbieta BŁAŻEK, Jan SKRZYPCZUK	416
IX.	VERIFICATION OF PERIODIC FORECASTS CONCERNING CHANGES IN THE CLIMATE OF WARSAW IN THE PERIOD 1779-2010 – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	431
X.	ZAKOŃCZENIE	452
XI.	LITERATURA	464

Na przykładzie pracy doktorskiej Bożeny Kicińskiej pt. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce* (maszynopis 1999, promotor: Maria Stopa-Boryczka) określono wpływ adwekcji mas powietrza na przestrzenny rozkład dwutlenku siarki w Polsce z uwzględnieniem układów cyklonalnych i antycy-

klonalnych. Wyodrębniono także sytuacje pogodowe sprzyjające dużej koncentracji dwutlenku siarki w powietrzu, zwłaszcza na obszarach o dużym zagrożeniu środowiska naturalnego związkami siarki. Są to aktualne problemy związane z ochroną atmosfery przed zbyt dużą zawartością toksycznych substancji.

Stężenie dwutlenku siarki w Polsce opisują wyniki codziennych pomiarów z 54 stacji monitoringu zanieczyszczeń powietrza z lat 1993-1997. Stacje zlokalizowane są przeważnie w miastach w różnych jednostkach fizycznogeograficznych Polski. Serie obserwacyjne poszczególnych stacji liczą najczęściej 1400-1800 dni. Cyrkulację atmosferyczną w Polsce w tym samym okresie opisują kierunki adwekcji mas powietrza oraz układy baryczne. Określono je na podstawie codziennych map synoptycznych (z czterech terminów) Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Okres 1993-1997 charakteryzował się w Polsce małymi zmianami rocznej emisji dwutlenku siarki: 2,7 mln ton w 1993 r. i 2,4 mln ton w 1996 r. Niezmienna była w tym czasie lokalizacja głównych źródeł emisji SO₂ w Polsce, głównie elektrowni i elektrociepłowni. Podobnie jak w Polsce tendencja spadkowa emisji związków siarki występowała również w całej Europie.

Z przeprowadzonych badań wynika, że:

- cyrkulacja atmosferyczna w istotny sposób wpływa na zanieczyszczenie powietrza w Polsce dwutlenkiem siarki, przy czym rola kierunku adwekcji mas powietrza jest znacznie silniejsza niż rola układu barycznego
- zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od kierunku adwekcji mas powietrza najsilniej zaznacza się na Górnym Śląsku oraz na wybrzeżu, zależność od rodzaju układu barycznego – na Górnym Śląsku
- w północnej części Polski oraz na Górnym Śląsku dużej koncentracji dwutlenku siarki w powietrzu sprzyja adwekcja mas powietrza z sektora południowo-wschodniego, a małej – napływ mas z północo-zachodu.
- w południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części kraju rośnie negatywna rola adwekcji mas powietrza z południo-zachodu i zachodu oraz pozytywna – przy adwekcji mas powietrza z północo-wschodu
- średnie oraz maksymalne wartości stężenia dwutlenku siarki przy napływie mas powietrza z kierunków sprzyjających złym warunkom aerosanitarnym mogą być nawet kilkakrotnie większe niż przy adwekcji z kierunków, przy których warunki aerosanitarnie są najlepsze.

Wyniki te mogą również posłużyć do prognozy stanu aerosanitarnego w poszczególnych regionach przy różnych sytuacjach synoptycznych.

Do nowych problemów rozwiązywanych w Zakładzie Klimatologii w pracach magisterskich należy ocena stanu zanieczyszczenia miast Polski nie tylko dwutlenkiem siarki, ale także dwutlenkiem azotu oraz ozonu troposferycznego i pyłu zawieszonego w powietrzu. Głównym celem badań są zmiany dobowe i roczne oraz ich zależność od typów cyrkulacji. Najwięcej przykładów pochodzi z Warszawy i Krakowa.

Współczesne zmiany klimatu są jednym z ważniejszych problemów nauk przyrodniczych i społeczno-ekonomicznych. Klimat jest najważniejszym elementem środowiska przyrodniczego, który determinuje życie na Ziemi.

Antropogeniczne zmiany klimatu

W ostatnich latach autorzy publikacji dotyczących zmian klimatu zwracają szczególną uwagę na negatywne skutki działalności człowieka. Zagrożeniem dla życia na naszej planecie może być zbyt duża emisja do atmosfery: dwutlenku węgla (CO₂), dwutlenku azotu (N₂O), freonów (CCl₂F₂, CCl₃F) i innych gazów – tzw. szklarniowych,

wywołujących efekt cieplarniany. W konsekwencji może to doprowadzić do nadmiernego ocieplenia klimatu Ziemi. Te alarmujące opinie wynikają z postępującego ocieplenia klimatu półkuli północnej w ostatnich dwóch stuleciach, któremu przypisuje się wymienione czynniki antropogeniczne. Na przykład w Warszawie w latach 1779-1990 zimy są coraz cieplejsze – o $1^{\circ}\text{C}/100$ lat, a w Genewie w latach 1768-1980 – o $0,5^{\circ}\text{C}/100$ lat. Ocenia się, że po podwojeniu koncentracji CO_2 w atmosferze pod koniec przyszłego stulecia (w odniesieniu do stanu początkowego 280 ppm) nastąpi ogrzanie dolnej warstwy atmosfery o 0,1 do 4°C w zależności od szerokości geograficznej. Niektórzy autorzy (Flohn 1985) nie w pełni uznają te hipotezy, gdyż zawartość CO_2 w atmosferze ziemskiej jest regulowana pochłanianiem tego gazu przez wody oceanów. Wody chłodne wchłaniają więcej CO_2 niż ciepłe. W równikowej strefie Pacyfiku stężenie CO_2 wzrasta o 2,12 ppm/rok – podczas ciepłej fazy El Niño i o 0,76 ppm/rok – podczas chłodnej (Flohn 1989). Oczywiście przyrosty te ulegają zmianom z roku na rok (WMO, w 1984 r. odpowiednio 2,2 i 1,4 ppm/rok).

Globalne ocieplenie i zjawiska regionalne – niekorzystne dla mieszkańców Ziemi – są przeważnie przypisywane działalności człowieka. Przypisywane są one przede wszystkim antropogenicznej części efektu cieplarnianego atmosfery – wzrostowi zawartości dwutlenku węgla (CO_2) w atmosferze, pochodzącemu ze spalania węgla i innych paliw.

Raport IPCC (1990), prognozujący wzrost temperatury powietrza na Ziemi w roku 2030 o $1,5$ - $4,5^{\circ}\text{C}$, był zbyt pesymistyczny. Pojawiły się później katastrofalne prognozy o stopieniu lodów Antarktydy i Arktyki, a także lodowców wysokogórskich i zatopieniu części kontynentów przez wody oceanów. Historia klimatu Ziemi i proste obliczenia (Boryczka, 1998) wskazują, że taki proces trwałby co najmniej kilkanaście tysięcy lat.

Analogicznie, ochłodzenie klimatu w latach czterdziestych przyczyniło się do podjęcia badań nad wpływem pyłów wulkanicznych na klimat. Pojawiły się wówczas katastrofalne prognozy o całkowitym zlodowaceniu Ziemi. Prognozowano, że spadek globalnego promieniowania całkowitego o 1,5-1,6% prowadzi do nieodwracalnego zlodowacenia, postępującego od biegunów ku równikowi.

Raport IPCC (1995) jest bardziej optymistyczny, prognozowane są przyrosty antropogeniczne temperatury powietrza o 1 - $3,5^{\circ}\text{C}$ w roku 2100 (o połowę mniejsze), po uwzględnieniu rozproszenia promieniowania słonecznego przez aerozole siarczanowe, pochodzące z emisji do atmosfery SO_2 .

Modele cyrkulacji – scenariusze $2\times\text{CO}_2$ (po podwojeniu przedindustrialnej koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze – 280 ppm) mają obecnie raczej znaczenie metodyczne. Rozwiązania numeryczne równań ruchu atmosfery, z uwzględnieniem ważniejszych sił działających na obracającej się Ziemi, stanów fizycznego i chemicznego powietrza aż do stratosfery, są znaczącym postępem w rozwoju fizyki atmosfery.

Kolejny raport IPCC (2001) dotyczy głównie ekstremalnych (rzadko występujących) zjawisk pogodowych. Wskazuje na istotne statystycznie zmiany warunków termicznych i opadowych oraz wzrost liczby rejestrowanych katastrof naturalnych. Obecnie nie można jednak statystycznie uzasadnić schematu tzw. efektu „cieplej pogody”, ze względu na krótkie przedziały czasu danych empirycznych. Nie wiadomo, czy wraz ze wzrostem średniej globalnej temperatury powietrza występuje także istotna statystycznie tendencja rosnąca jej wariancji.

W publikacji Klein Tang A. MG. i in., 2002. Euroean Climate Assessment (ECA) objęto analizą serie dobowych (z lat 1901-2000) wartości temperatury powietrza; maksymalnej, minimalnej i średniej z 144 stacji w Europie oraz dobowych sum opadów atmosferycznych – z 152. Z badań tych wynika także wzrost temperatury, liczby dni ciepłych, czasu trwania okresu wegetacyjnego, a spadek dni chłodnych.

Według raportu IPCC (2007) w najbliższych latach będzie postępować ocieplenie klimatu oraz wzrost częstości ekstremalnych zjawisk pogodowych, także fal upałów. Ten wzrost liczby ekstremalnych zjawisk wynika prawdopodobnie z tendencji rosnącej temperatury powietrza na Ziemi.

Przypisywanie jednak postępującego ocieplenia tylko antropogenicznej części efektu cieplarnianego jest niepewnym, słabo uzasadnionym założeniem. Nie wiadomo bowiem, jaka część tendencji rosnącej temperatury powietrza przypada na czynniki naturalne, a jaka na antropogeniczne. Mało znane są tendencje koncentracji w atmosferze naturalnych gazów śladowych (pary wodnej, naturalnego CO₂), które powodują zasadniczą część naturalną efektu cieplarnianego – w latach przedindustrialnych +33°C (różnica między temperaturą ówczesną a planetarną).

Innym naturalnym regulatorem zawartości CO₂ w atmosferze ziemskiej jest asymilacja przez roślinność – głównie przez lasy, których jest coraz mniej (np. zmniejsza się powierzchnia równikowych lasów Amazonii).

Do negatywnych skutków działalności człowieka, oprócz wzrostu efektu cieplarnianego, należą zanieczyszczenia atmosfery. Stanowią one bezpośrednie zagrożenie dla życia na Ziemi. Na przykład dwutlenek siarki SO₂, który łącząc się z kropelkami wody (mgły) tworzy kwas siarkawy H₂SO₃, a w tkankach roślin – kwas siarkowy H₂SO₄ (kwaśne deszcze). Ponadto niektóre gazy (freony) unosząc się do atmosfery niszczą ochronną warstwę ozonową absorbującą promieniowanie ultrafioletowe, które w nadmiernej dawce jest szkodliwe dla organizmów żywych.

Wraz z rozwojem przemysłu obserwuje się tendencję rosnącą zawartości zanieczyszczeń powietrza. Pyły emitowane do atmosfery przez kominy fabryczne spełniają też pozytywną rolę, łagodząc efekt cieplarniany, wywołany przez CO₂. Absorbują one duże ilości energii słonecznej, ograniczając dopływ do powierzchni Ziemi. Zmieniają one w sposób istotny bilans promieniowania słonecznego, prowadząc z kolei do obniżenia temperatury powietrza – przeciwdziałają jej tendencji rosnącej.

Zarówno CO₂, jak też pyły przemysłowe są czynnikami antropogenicznymi, które kształtują klimat w skali globalnej, jak też regionalnej i lokalnej. Efekt cieplarniany jest lokalnie potęgowany przez tzw. miejską wyspę ciepła.

Wiadomo (Stopa-Boryczka, Boryczka i in. 1995), że np. w Warszawie różnica temperatury powietrza między miastem i otoczeniem może sięgać ponad 10°C. Wynika to z małego albedo i akumulacji ciepła przez zabudowę.

Efekt cieplarniany systemu Ziemia – atmosfera jest znany od dawna. Na przykład para wodna, której zawartość w atmosferze ulega wahaniom, przepuszcza krótkofalowe promieniowanie Słońca, a pochłania długofalowe promieniowanie Ziemi. Natomiast ingerencja człowieka powoduje nasilenie tego zjawiska. Jeżeli w troposferze bilans cieplny systemu Ziemia – atmosfera jest stały, to prawdopodobnie ocieplenie w przyziemnej warstwie atmosfery jest kompensowane ochłodzeniem stratosfery. Istnieją ujemne i dodatnie sprzężenia zwrotne wywołane wzrostem zawartości CO₂ w atmosferze (efektem cieplarnianym). Ze wzrostem temperatury powietrza wzrasta parowanie wód oceanów, powodując większe zachmurzenie nieba. Zachmurzenie ogranicza dopływ promieniowania słonecznego (bezpośredniego) do powierzchni Ziemi. Chmury, odbijając i rozpraszając promienie słoneczne, sterują dopływem energii cieplnej do powierzchni Ziemi. Jest to zatem główne (ujemne) sprzężenie zwrotne – przeciwdziałające efektowi cieplarnianemu).

Składnik dodatni tego sprzężenia – absorpcja promieniowania długofalowego Ziemi odgrywa drugorzędą rolę. Jest to element samoregulacji termicznej systemu Ziemia – atmosfera.

Dodatnim sprzężeniem zwrotnym jest topnienie śniegów i lodów pod wpływem wyższej temperatury – prowadzące do mniejszego albedo powierzchni Ziemi, tj. większego dopływu energii słonecznej.

Pod wpływem wyższej temperatury zmianie ulega także cyrkulacja atmosferyczna – dystrybucja energii słonecznej w atmosferze. Większe kontrasty temperatury powietrza między strefami międzyzwrotnikową i polarną intensyfikują cyrkulację strefową (równoleżnikową), a także południków.

Większa chwiejność atmosfery sprzyja intensywnej pionowej turbulencji. Cyrkulacja atmosferyczna ulega samoregulacji – zgodnie z zasadą zachowania pędu obracającego się (wokół osi ziemskiej) systemu Ziemia – atmosfera. Prędkości i kierunki wiatru są uwarunkowane powrotem systemu do stanu równowagi dynamicznej. Cyrkulacja atmosferyczna ma cechy ujemnego i dodatniego sprzężenia zwrotnego efektu cieplarnianego. Większe prędkości wiatru sprzyjają intensywnemu parowaniu z oceanów, wzrostowi zachmurzenia i spadkowi temperatury powietrza. Natomiast większy transport ciepła ku biegunom może prowadzić do topnienia śniegów i lodów – do zmniejszenia albedo w dużych szerokościach geograficznych.

5.1. Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Polsce

Autor: Kamila PYŁKA

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki na terenie Polski określono w pracy **K. Pyłki (2005)** p.t. *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce*. Poznanie tej zależności jest niezwykle ważne dla celów monitoringowych, bowiem może pomóc w przewidywaniu sytuacji sprzyjających zwiększonej koncentracji dwutlenku siarki.

W pracy zostały wykorzystane codzienne średnie dobowe wartości dwutlenku siarki z 9 punktów pomiarowych z lat 1993-1999. Ponadto posłużono się kalendarzem typów cyrkulacji atmosferycznej według J. Lityńskiego.

Region środkowej Polski nie odznacza się dużą emisją dwutlenku siarki (wyjątek stanowią większe miasta, np. Warszawa lub Łódź), toteż o okresowo zwiększonym stężeniu tego gazu decyduje tu głównie napływ zanieczyszczeń z terenów o dużej emisji.

Analizę rozpoczęto od oceny zmian przestrzennych oraz czasowych stężenia SO_2 . Z tej części pracy wynika, iż zanieczyszczenie powietrza określone przez średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w latach 1993-1999 charakteryzuje duże zróżnicowanie przestrzenne. Największym średnim stężeniem SO_2 wyróżnia się w środkowej Polsce południowo-zachodnia oraz środkowa część regionu (Piotrków Trybunalski - $26,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$, Warszawa – $19,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Taka sytuacja wynika ze stosunkowo dużej emisji SO_2 w większych miastach, takich jak Warszawa lub Łódź oraz bliskiego sąsiedztwa elektrowni w Bełchatowie. Z kolei najlepszą jakością powietrza odznaczają się południowo-wschodnie (Radom, Jarczew) oraz północne krańce (Ciechanów, Płock) badanego terenu. Średnie stężenie SO_2 na wskazanych stacjach nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Ocena przestrzennego rozkładu stężenia dwutlenku siarki na terenie środkowej Polski pozwoliła porównać ten obszar z innymi regionami kraju. W zestawieniu z mocno zanieczyszczoną południową częścią kraju, gdzie średnie roczne stężenie SO_2 nie spada

poniżej $43,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Katowice), jakość powietrza środkowej Polski przedstawia się dobrze. Gorzej analizowany region wypada w porównaniu z północnymi terenami Polski cechującymi się najmniejszą emisją oraz niewielkim stopniem zanieczyszczenia powietrza. Jedynie w Gdańsku średnie stężenie SO_2 ($19,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$) jest podobne jak w Warszawie.

Następnie stwierdzono, że stężenie dwutlenku siarki odznacza się wyraźnym rytmem rocznym, będącym wynikiem występujących w ciągu roku zmian emisji, a także zmian warunków pogodowych. Cykl roczny charakteryzuje się dużymi wartościami stężenia w miesiącach zimowych i kilkakrotnie mniejszymi (ok. 3 razy) w letnich. W półroczu chłodnym średnie dobowe wartości stężenia SO_2 osiągają nawet $44,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Piotrków Trybunalski), częściej pojawiają się większe wartości stężenia SO_2 , przekraczające $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$, a nawet dopuszczalną normę $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (w Warszawie 1,3% dni). Jedynie w Ciechanowie, Radomiu i Jarczewie stężenie SO_2 nie przekroczyło $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$. W półroczu ciepłym na większości stacji stężenie nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz wzrasta udział mniejszych jego wartości (poniżej $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Dodatkowo półrocze chłodne charakteryzują większe niż półrocze ciepłe wartości percentyla 0,95 przekraczające nawet $184 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (w Piotrkowie Trybunalskim). W ciepłej połowie roku percentyl 0,95 stężenia SO_2 na większości stacji nie przekracza $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (wyjątek stanowią Piotrków Trybunalski ($30 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz Warszawa ($26 \mu\text{g}/\text{m}^3$)).

Wstępem do określenia wpływu cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki było rozpatrzenie wpływu kierunku adwekcji mas powietrza oraz układu barycznego. Dzięki analizie wartości średnich stężenia SO_2 , częstości występowania określonych wartości oraz percentyla 0,95 możliwe było wskazanie zróżnicowania warunków aerosanitarnych w zależności od rozpatrywanych warunków.

Kierunek adwekcji mas powietrza w bardzo istotny sposób wpływa na rozkład przetrzynny zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki. Średni czas przebywania SO_2 w atmosferze wynosi ok. 4 dni. Jest to czas wystarczający, aby zanieczyszczenia mogły być przetransportowane wraz z masami powietrza nad inne obszary. Dlatego też istotne jest, przy jakich kierunkach napływu mas powietrza należy się spodziewać okresów o podwyższonym stężeniu dwutlenku siarki. Na badanym obszarze wartości większe od przeciętnego o $2-4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pojawiały się najczęściej przy napływie mas powietrza z kierunku południowo-zachodniego (np. w Łodzi $19,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$, w Warszawie $23,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Negatywny wpływ adwekcji z tego kierunku jest wynikiem oddziaływania zakładów przemysłowych zlokalizowanych na południu (GOP) i południo-zachodzie kraju. Ten niekorzystny kierunek adwekcji pojawia się stosunkowo często (13,1% dni w roku). Znacznie lepsze warunki aerosanitarnie panują podczas adwekcji z sektora północnego, a w szczególności z północo-zachodu i północo-wschodu. Podczas napływu mas powietrza z tych kierunków na żadnym z punktów pomiarowych przeciętne stężenie nie przekroczyło wartości średniej. Jest to efekt napływu mas powietrza z nieuprzemysłowionych terenów wybrzeży i pojezierza. Łączny udział tych kierunków jest znaczny i wynosi w ciągu roku 21,5%.

W półroczu chłodnym wpływ kierunku adwekcji jest znacznie wyraźniejszy, Główną tego przyczyną jest wzmożona emisja SO_2 . Najbardziej niekorzystne sytuacje powstają przy adwekcji powietrza z południa i południo-wschodu. Wzrost stężenia SO_2 następuje wówczas na większości stacji. Adwekcja mroźnego powietrza polarnego kontynentalnego ze wschodu powoduje wzmożoną intensywność systemów grzewczych, a co za tym idzie większą emisję SO_2 . Podczas adwekcji z południo-wschodu częściej występują wartości stężenia SO_2 przekraczające $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ a niejednokrotnie i $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Warszawa i Piotrków Trybunalski - ok. 3% pomiarów). Nieko-

rzystny wpływ omawianych warunków podkreślają również bardzo duże wartości percentyla 0,95 stężenia SO_2 – w Łodzi ($60 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Warszawie ($180 \mu\text{g}/\text{m}^3$), a także w Jarczewie ($28 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Poprawę jakości powietrza na wszystkich stacjach powoduje napływ mas powietrza z północo-zachodu oraz północo-wschodu. Wówczas przeciętne stężenie SO_2 na analizowanych punktach pomiarowych nie przekracza średniej w danym okresie na danej stacji.

W półroczu ciepłym względnie duża koncentracja SO_2 występuje podczas napływu mas powietrza ze wschodu oraz południo-zachodu. Natomiast najlepszy stan aerosanitarny występuje podczas napływu mas powietrza z zachodu. W dniach z adwekcja z tego kierunku stężenie na wszystkich stacjach jest mniejsze od przeciętnego. Najczęściej pojawiają się wartości nieprzekraczające $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Obok kierunku napływu mas powietrza ważną rolę w kształtowaniu warunków cyrkulacyjnych odgrywa rodzaj układu barycznego. W półroczu chłodnym na większości punktów pomiarowych jako najczęściej niekorzystne zaznaczały się układy antycyklonalne. Wynika to z faktu, że układy te stwarzają warunki sprzyjające tworzeniu się termicznych warstw hamujących, co powoduje zwiększenie stężenia dwutlenku siarki w przygrunтовой warstwie atmosfery. Z kolei warunki sprzyjające wymianie powietrza i wynoszeniu zanieczyszczeń, a tym samym mniejszym wartościom stężenia stwarzały układy cyklonalne. Dlatego też w dniach z panującymi układami niskiego ciśnienia, stężenie na większości stacji było mniejsze od przeciętnego. Różnicę w oddziaływaniu poszczególnych układów barycznych dobrze uwidacznia analiza częstości.

W półroczu chłodnym układy antycyklonalne powodowały pogorszenie jakości powietrza na wszystkich stacjach. Najczęściej pojawiało się wówczas stężenie przekraczające $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ - ok. 30-50% obserwacji. Częściej również pojawia się stężenie przekraczające $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (głównie w Warszawie oraz Piotrkowie Trybunalskim). Przy układach cyklonalnych, częstsze są natomiast mniejsze wartości stężenia nieprzekraczające $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Częstość ich występowania waha się od 37% w Radomiu do 79% w Jarczewie. Ponadto wartości percentyla 0,95 podczas utrzymujących się układów antycyklonalnych są większe o ok. $15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ niż podczas panowania układów cyklonalnych.

W półroczu ciepłym sytuacja aerosanitarna jest dobra na większości stacji niezależnie od utrzymującego się układu barycznego. Sprzyjają temu korzystniejsze warunki pogodowe, które łagodzą niekorzystny wpływ układów antycyklonalnych. Dlatego też w tym okresie najczęściej pojawiają się małe wartości stężenia (do $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) - ich udział nie spada poniżej 50%, a w Ciechanowie, Skierniewicach oraz Jarczewie przekracza nawet 90%.

Ocena wpływu typów cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki potwierdziła wcześniejsze wyniki uzyskane na podstawie analizy wpływu kierunków adwekcji mas powietrza oraz układów barycznych. Szczególnie duża koncentracja dwutlenku siarki występowała podczas sytuacji antycyklonalnych z adwekcji z południowo-wschodu lub południo-zachodu (Ea-SEa oraz Sa-SWa). Niekorzystny wpływ tych typów cyrkulacji zaznacza się na wielu punktach badawczych a średnie stężenie było wówczas większe od przeciętnego o ok. $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Ciechanów $9,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Warszawa $32 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Natomiast najlepsze warunki aerosanitarnie panowały podczas utrzymujących się typów cyrkulacji z adwekcją z sektora północnego (Na-NEa, Wa-NWa, Nc-NWc, Wc-NWc). Wówczas średnie stężenie na wszystkich punktach pomiarowych było mniejsze w porównaniu do wartości przeciętnej o ok. $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystne okazały się typy Ea-SEa oraz Sa-SWa – na większości punktów pomiarowych średnie stężenie dwutlenku siarki było

wówczas większe o ok. 2- 4 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ od przeciętnego. Ponadto w dniach, kiedy utrzymywały się wymienione typy cyrkulacji, częstość występowania większych (przekraczających 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ oraz 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) wartości stężenia SO_2 na większości stacji przekraczała 50%, a w Łodzi i Piotrkowie Trybunalskim nawet 0%.

Wyraźna poprawa stanu aerosanitarneego następowała w dniach z panującym układem cyklonalnym podczas adwekcji z zachodu i północo-zachodu (Wc-NWc), wzrastał wówczas udział mniejszych (do 5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) wartości stężenia SO_2 – nawet do 50% (Ciechanów, Kutno oraz Radom).

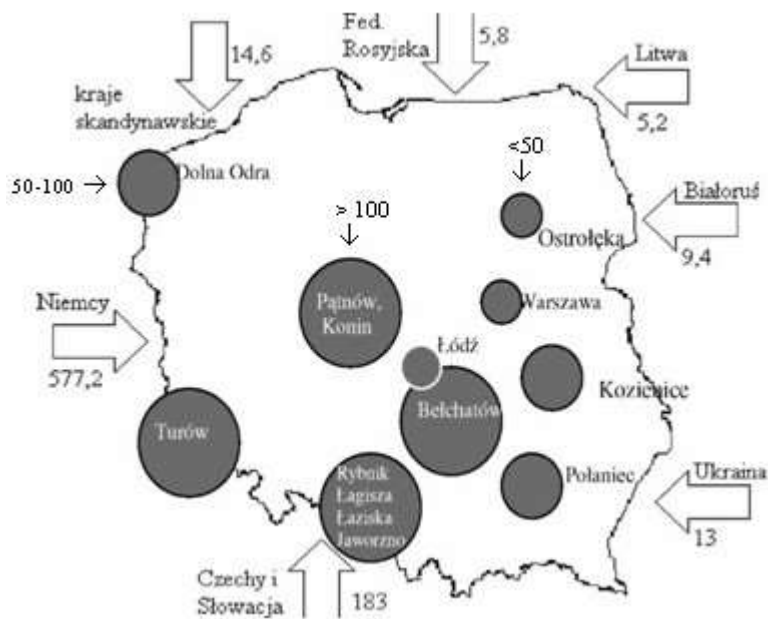
W półroczu ciepłym o większej koncentracji dwutlenku siarki decyduje głównie adwekcja mas powietrza, ponieważ wpływ układu barycznego jest wówczas nieznaczny. Za niekorzystny typ cyrkulacji, przy którym następuje zwiększenie koncentracji SO_2 , można uznać Sc-SWc. Jego wpływ zaznacza się w Łodzi, Warszawie, Radomiu oraz Skierniewicach. Generalnie w półroczu ciepłym, niezależnie od utrzymującego się typu cyrkulacji, na wszystkich stacjach zaznacza się większy udział małych, nieprzekraczających 5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ wartości SO_2 .

Przedstawiona analiza dowodzi, że cyrkulacja atmosferyczna w znacznym stopniu determinuje stężenie dwutlenku siarki na obszarze środkowej Polski. Dlatego też wnioski zawarte w pracy mogą być przydatne dla celów monitoringowych i lepszej ochrony środowiska przyrodniczego.

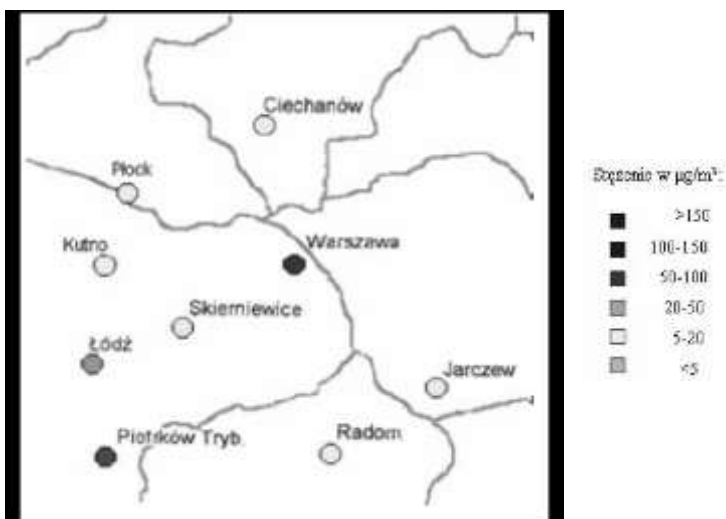
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-6, tab.1-17)



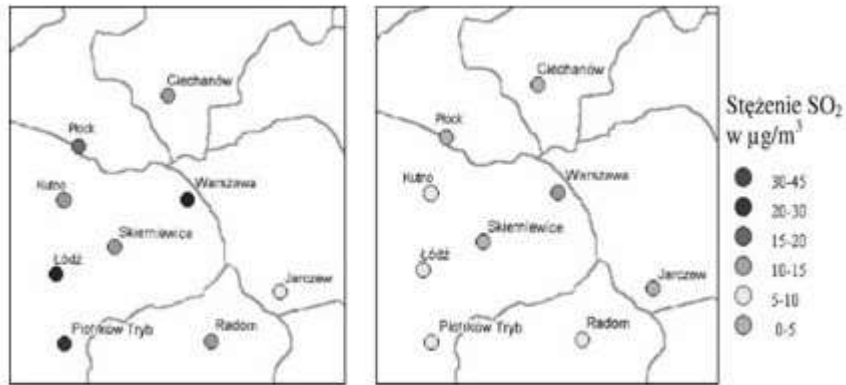
Rys. 1. Ukształtowanie terenu środkowej Polski oraz rozmieszczenie stacji pomiarowych stężenia dwutlenku siarki



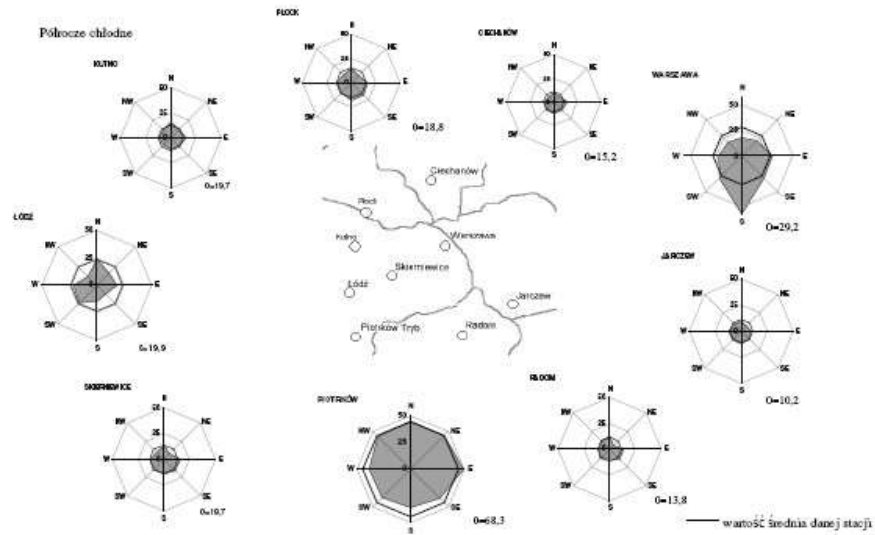
Rys. 2. Zanieczyszczenie powietrza w środkowej Polsce dwutlenkiem siarki (tys. ton) w porównaniu z innymi regionami kraju, emisja w tysiącach ton



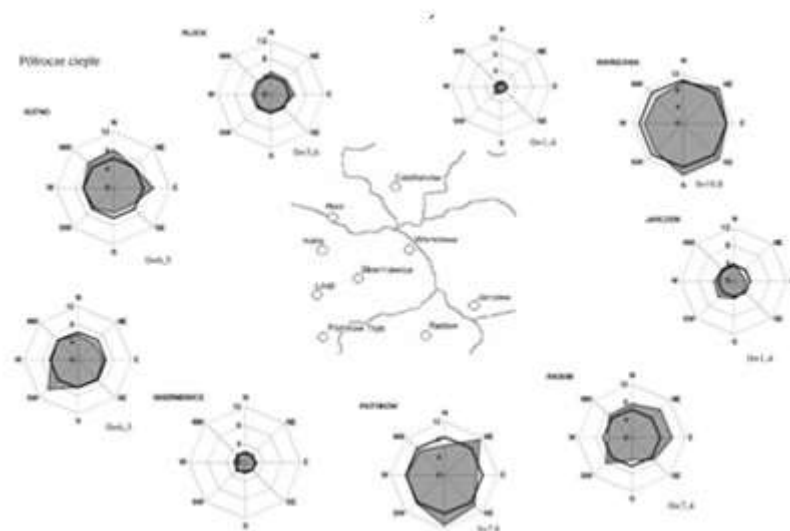
Rys. 3. Średnie stężenie dwutlenku siarki w środkowej Polsce w latach 1993-1999



Rys. 4. Średnie stężenie dwutlenku siarki w środkowej Polsce w latach 1993-1999 (półroczia: chłodne (1) i ciepłe (2))



Rys. 5. Średnie stężenie SO₂ w poszczególnych punktach pomiarowych przy różnych kierunkach napływu mas powietrza w półroczu chłodnym



Rys. 6. Średnie stężenie SO₂ w poszczególnych punktach pomiarowych przy różnych kierunkach napływu mas powietrza w półroczu ciepłym

Tabela 1. Dopuszczalne wartości zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki (µg/m³).
Źródło: Raport Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Warszawie, 2001.

Rodzaj obszaru	Stężenie		
	30 min	24 h	średnie roczne
Obszary nie objęte żadną formą ochrony	500	150	40
Obszary parków narodowych	150	75	15
Obszary ochrony uzdrowskowej	350	125	30
Pomniki historii wpisane na Listę dziedzictwa kulturowego i przyrodniczego	-	-	35 30 (od 2005)

Tabela 2. Sezonowe zmiany stężenia dwutlenku siarki (µg/m³) w środkowej Polsce w latach 1993-1999

Miejscowość.	Rok	P. ciepłe IV-IX	P. chłodne. X-III	Wiosna III-V	Lato VI-VIII	Jesień IX-XI	Zima XII-II
Ciechanów	6,4	1,3	11,0	5,4	0,8	5,1	14,0
Kutno	9,6	6,3	12,9	10,2	6,6	5,2	18,7
Łódź	14,6	6,2	23,3	13,4	4,4	12,3	29,6
Piotrków Tryb.	26,6	8,6	44,5	24,4	7,6	11,8	64,8
Płock	9,6	4,1	15,2	8,7	3,1	7,5	19,5
Radom	9,6	6,4	11,8	10,4	6,6	8,0	13,5
Skiermiewice	7,6	2,2	13,5	6,1	1,5	5,1	18,4
Warszawa	19,7	10,5	28,3	18,3	9,3	22,4	28,6
Jarczew	7,2	3,6	10,8	5,8	2,9	6,6	13,5

Tabela 3. Średnie stężenie SO₂ w kolejnych latach okresu 1993-1999 na obszarze środkowej Polski

Miejscowość	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
Ciechanów	7,8	12,6	8,0	9,2	5,2	3,6	2,6
Kutno	9,4	3,8	11,5	15,1	13,7	8,5	4,1
Łódź	17,7	11,8	21,5	18,1	13,7	11,8	7,8
Piotrków Trybunalski	59,5	14,3	28,7	30,2	23,7	9,4	16,0
Płock	20,5	8,7	10,5	10,5	7,9	5,2	8,8
Radom	3,9	5,0	18,3	20,1	11,1	5,3	3,4
Skierniewice	10,8	6,6	10,4	10,9	7,3	4,4	4,0
Warszawa	24,4	17,2	23,3	19,8	18,0	16,2	19,8
Jarczew	-	8,0	8,2	8,6	6,9	6,1	5,7

Tabela 4. Percentyl 0,95 stężenia dwutlenku siarki w środkowej Polsce w latach 1993-1999 (rok i półrocza)

Miejscowość	Rok	Pół. ciepłe	Pół. chłodne
Ciechanów	27	5	34
Kutno	35	25	44
Łódź	46	18	56
Piotrków Trybunalski	124	30	184
Płock	35	17	42
Radom	27	22	32
Skierniewice	28	7	38
Warszawa	57	26	74
Jarczew	20	9	26

Tabela 5. Średnie stężenie SO₂ (µg/m³) w środkowej Polsce przy poszczególnych kierunkach adwekcji mas powietrza i ciszach w latach 1993-1999 (0 – cisze)

	Ciechanów	Kutno	Łódź	Piotrków T.	Płock	Radom	Skierniewice	Warszawa	Jarczew
Średnia	6,4	9,6	14,6	26,6	9,6	9,6	7,6	19,7	7,2
N	4,7	11,1	8,5	16,8	9,2	9,9	6,8	13,5	6,4
NE	3,1	7,6	12,5	11,7	6,1	7,9	3,4	14,6	3,8
E	6,8	10,7	13,5	19,3	9,5	10,7	7,3	18,3	5,1
SE	6,9	8,7	14,4	10,7	10,6	10,5	8,5	23,1	6,9
S	7,8	8,4	14,6	16,4	11,5	7,4	8,1	37,6	8,6
SW	8,6	9,1	19,2	28,3	11,1	11,2	9,6	23,3	9,5
W	6,5	9,3	17,5	13,8	10,6	8,2	8,7	17,9	9,7
NW	4,3	9,0	12,9	11,9	7,8	9,2	5,8	14,2	6,6
0	7,9	11,8	15,2	9,9	10,2	10,1	9,1	19,2	7,1

Tabela 6. Średnie stężenie SO₂ (µg/m³) w środkowej Polsce przy poszczególnych kierunkach adwekcji mas powietrza i ciszach w półroczu chłodnym

	Ciechanów	Kutno	Łódź	Piotrków T	Płock	Radom	Skierniewice	Warszawa	Jarczew
Średnia	11,0	12,9	23,3	44,5	15,2	11,8	13,5	28,3	10,8
N	9,3	15,9	23,8	44,6	14,4	12,5	13,0	17,8	9,1
NE	8,2	12,1	15,6	44,5	10,2	5,0	8,3	20,5	7,3
E	14,6	15,2	18,6	49,5	16,6	13,4	16,0	30,5	9,1
SE	12,4	12,2	11,2	38,5	17,6	14,3	15,4	31,1	10,9
S	12,6	11,1	14,9	36,0	18,0	9,5	13,9	56,8	11,9
SW	11,9	10,4	22,7	37,0	14,9	12,8	13,6	30,7	11,9
W	9,2	11,3	21,2	38,5	14,5	9,8	12,7	22,7	12,4
NW	7,2	10,5	11,3	43,3	11,4	11,0	9,6	18,7	9,1
0	15,2	19,7	19,9	68,3	18,8	13,8	18,7	29,2	11,6

Tabela 7. Średnie stężenie SO₂ (µg/m³) przy poszczególnych kierunkach adwekcji mas powietrza i ciszach w półroczu ciepłym

	Ciechanów	Kutno	Łódź	Piotrków T	Płock	Radom	Skierniewice	Warszawa	Jarczew
Średnia	1,3	6,3	6,2	8,6	4,1	6,4	2,2	10,5	3,6
N	0,9	8,1	5,6	6,6	5,2	7,5	2,1	10,0	4,0
NE	1,1	6,3	5,2	11,3	4,7	9,0	1,8	12,0	2,4
E	1,6	8,4	5,8	7,2	5,4	9,1	2,5	10,4	2,6
SE	1,3	5,3	6,0	9,7	3,9	6,8	2,2	12,1	3,1
S	1,4	5,4	6,1	11,3	3,7	5,1	1,8	12,4	4,0
SW	2,4	5,9	9,4	8,7	3,8	8,1	2,6	9,5	5,1
W	1,2	6,4	5,9	8,6	3,6	5,4	1,8	9,4	4,5
NW	1,0	7,5	6,2	7,9	3,6	7,1	2,1	8,9	3,7
0	1,4	6,5	6,3	7,6	3,6	7,4	2,3	10,8	3,7

Tabela 8. Percentyl 0,95 stężenia dwutlenku siarki (µg/m³) przy poszczególnych kierunkach napływu mas powietrza w latach 1993-1999

Miejsce	Ogółem	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	0
Ciechanów	27,0	20,6	9,0	28,7	27,0	29,1	30,0	27,9	18,3	31,0
Kutno	35,0	38,2	26,0	37,0	28,5	27,0	30,6	34,6	21,3	47,2
Łódź	46,0	41,8	26,0	50,0	43,8	42,1	52,1	50,0	43,0	49,9
Piotrków Tryb.	124,0	96,2	58,8	86,2	98,5	80,3	101,9	145,5	115,5	195,0
Płock	35,9	31,1	23,0	37,2	36,0	38,7	35,0	40,0	29,2	37,5
Radom	27,0	29,0	19,0	31,0	32,0	27,0	30,4	23,0	25,9	27,5
Skierniewice	28,0	28,3	11,0	31,3	29,0	27,2	29,0	23,1	23,6	32,2
Warszawa	57,0	31,7	42,4	63,9	62,6	145,0	57,8	47,0	35,0	52,0
Jarczew	20,0	15,4	12,0	18,9	19,0	20,0	21,3	25,8	16,2	22,1

Tabela 9. Percentyl 0,95 stężenia dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) przy poszczególnych kierunkach napływu mas powietrza w półroczu chłodnym w latach 1993-1999

Miejsce	Ogółem	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	0
Ciechanów	34,0	32,7	21,6	40,5	36,8	34,9	34,0	30,0	25,2	39,8
Kutno	44,0	46,5	32,9	52,0	29,9	33,7	36,0	36,0	35,7	62,2
Łódź	56,1	58,5	28,2	60,2	52,4	48,0	56,9	53,0	55,6	62,8
Piotrków Tryb.	184,0	171,9	242,4	179,0	130,2	123,1	129,6	157,8	231,4	151,9
Płock	42,0	31,0	24,8	51,8	42,0	46,0	40,0	43,7	37,0	48,2
Radom	32,0	39,4	19,1	33,5	34,0	29,6	32,0	24,0	33,1	39,6
Skierniewice	38,0	46,4	14,8	44,0	34,4	37,0	32,0	31,1	30,0	51,5
Warszawa	74,7	33,0	53,7	77,8	73,1	180,5	75,4	50,5	44,0	66,0
Jarczew	26,0	26,4	16,6	24,0	25,3	28,0	25,3	27,8	22,0	29,6

Tabela 10. Percentyl 0,95 stężenia dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) przy poszczególnych kierunkach napływu mas powietrza w półroczu ciepłym w latach 1993-1999

Miejsce	Ogółem	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	0
Ciechanów	5,0	3,0	4,7	6,0	5,0	6,0	8,4	4,1	4,0	5,9
Kutno	25,0	28,6	23,9	30,9	18,5	20,6	24,4	23,0	18,4	23,0
Łódź	18,0	16,5	14,0	15,9	18,1	16,6	24,0	18,1	17,0	16,0
Piotrków Tryb.	30,0	17,0	40,4	19,6	38,8	31,8	43,0	27,4	26,0	22,0
Płock	17,8	20,4	20,2	31,1	15,1	9,0	10,0	11,0	11,6	14,5
Radom	22,0	26,2	21,8	27,5	22,0	15,0	20,5	13,8	20,0	22,0
Skierniewice	7,0	6,0	5,9	10,3	7,0	6,0	8,0	5,0	6,9	6,0
Warszawa	26,0	29,5	23,6	25,0	30,6	35,0	18,9	27,0	21,8	24,6
Jarczew	9,0	10,4	6,1	7,0	7,4	7,6	10,0	11,0	9,0	10,0

Tabela 11. Największe wartości stężenia SO_2 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w półroczu chłodnym i półroczu ciepłym przy adwekcji mas powietrza z poszczególnych kierunków

	Półroczne chłodne									
	N	NE	E	S	SE	W	NW	SW	0	
Ciechanów	47	79	63	72	58	44	72	56	76	
Kutno	65	39	75	47	58	63	89	112	114	
Łódź	103	55	82	117	67	91	127	102	100	
Piotrków Tryb.	812	497	416	475	291	554	701	265	393	
Płock	62	36	83	91	55	100	59	67	121	
Radom	89	15	42	39	52	38	62	48	69	
Skierniewice	67	59	51	117	58	91	52	71	119	
Warszawa	125	121	119	278	183	95	107	222	93	
Jarczew	38	23	35	40	38	45	38	41	41	
	Półroczne ciepłe									
Ciechanów	7	8	11	22	13	7	9	19	7	
Kutno	49	61	37	30	55	37	38	39	42	
Łódź	26	36	39	18	37	31	38	48	45	
Piotrków Tryb.	48	160	57	55	78	60	61	62	92	
Płock	69	62	56	34	45	56	43	21	48	
Radom	34	32	49	34	30	55	25	27	27	
Skierniewice	19	12	16	8	23	6	11	17	17	
Warszawa	39	89	47	89	44	35	55	29	44	
Jarczew	19	15	12	10	9	17	13	13	22	

Tabela 12. Średnie wartości stężenia dwutlenku siarki w ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) przy określonych układach barycznych w latach 1993-1999 (a – antycyklonalne, c – cyklonalne, 0 – pozostałe)

Miejsce	Rok				Półrocze chłodne (X-III)				Półrocze ciepłe (IV-IX)			
	Śr.	a	c	0	Śr.	a	c	0	Śr.	a	c	0
Ciechanów	6,4	7,3	4,2	6,9	11,0	7,2	13,5	11,9	1,3	1,2	1,2	1,6
Kutno	9,6	11,2	7,3	10,1	12,9	14,6	15,3	8,5	6,3	7,5	6,3	6,6
Łódź	14,6	16,0	12,3	15,3	23,3	25,8	18,2	25,2	6,2	5,5	6,7	6,7
Piotrków Trybunalski	26,6	35,1	16,4	26,8	44,5	58,3	25,4	46,5	8,6	8,6	7,6	9,5
Płock	9,6	7,4	10,8	10,5	15,2	17,2	11,0	17,1	4,1	4,1	3,7	4,6
Radom	9,6	10,0	9,2	9,5	11,8	13,4	10,0	11,7	6,4	6,6	8,3	7,5
Skierniewice	7,6	8,4	6,1	9,3	13,5	14,9	15,3	10,3	2,2	2,2	2,0	2,3
Warszawa	19,7	20,6	17,6	20,9	28,3	30,7	24,0	30,1	10,5	9,4	10,7	11,4
Jarczew	7,2	6,3	7,6	8,0	10,8	9,7	10,5	12,5	3,6	2,7	4,6	3,7

Tabela 13. Percentyl 0,95 stężenia dwutlenku siarki w ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) przy poszczególnych układach barycznych w latach 1993-1999, antycyklonalne (a), cyklonalne (c) i pozostałe (0)

Miejsce	Rok			Półrocze chłodne			Półrocze ciepłe		
	a	c	0	a	c	0	a	c	0
Ciechanów	32	17	28	39	19	36	5	5	6
Kutno	38	24	37	53	29	45	30	20	24
Łódź	52	37	50	58	46	57	16	18	18
Piotrków Tryb.	169	73	123	249	92	190	24	27	123
Płock	38	24	28	45	28	44	16	14	20
Radom	32	26	26	41	27	29	19	23	24
Skierniewice	30	21	29	43	28	40	6	7	6
Warszawa	66	43	58	77	53	89	25	25	29
Jarczew	18	18	26	28	20	32	7	11	9

Tabela 14. Największe wartości stężenia dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w poszczególnych układach barycznych na terenie środkowej Polski (1993-1999), antycyklonalne (a), cyklonalne (c) i pozostałe (0)

Miejsce	Półrocze chłodne			Półrocze ciepłe		
	a	c	0	a	c	0
Ciechanów	72	51	79	13	10	22
Kutno	114	105	73	42	61	55
Łódź	127	102	103	38	48	45
Piotrków Tryb.	812	214	554	160	59	92
Płock	100	121	74	62	56	69
Radom	69	36	89	34	34	49
Skierniewice	119	71	117	23	19	16
Warszawa	273	237	278	89	89	72
Jarczew	45	40	45	17	22	19

Tabela 15. Udział (%) typów cyrkulacji w kształtowaniu pogody w środkowej Polsce w latach 1993-1999

	Rok	P. chłodne	P. ciepłe
Ea-SEa	8,6	9,1	7,8
Sa-SWa	7,1	9,4	4,7
Wa-NWa	7,7	8,0	7,4
Na-NEa	7,0	4,7	9,2
Ec-SEc	4,3	2,6	5,7
Sc-SWc	8,6	11,2	6,4
Wc-NWc	9,9	12,1	8,5
Nc-NEc	6,3	4,8	7,3
Eo-SEo	6,0	4,8	7,0
So-SWo	5,2	5,8	5,0
Wo-NWo	9,1	7,1	11,5
No-NEo	4,8	3,2	6,4
0a-0c-0o	15,1	17,3	12,8

Tabela 16. Średnie wartości stężenia SO₂ (µg/m³) w dniach z poszczególnymi typami cyrkulacji atmosferycznej w latach 1993-1999 (rok i półrocza)

Rok	Ciech.	Kutno	Łódź	P. Tryb.	Płock	Radom	Skiern.	Warsz.	Jarczew
Ea-SEa	9,1	10,6	15,9	32,2	12,5	10,9	9,8	23,5	8,0
Sa-SWa	9,5	10,4	19,1	26,9	13,3	9,7	9,6	30,2	6,6
Wa-NWa	7,2	12,6	17,6	42,0	10,7	10,6	7,5	16,6	7,3
Na-NEa	3,8	9,0	9,4	24,0	6,1	8,2	4,8	13,0	5,9
Ec-SEc	3,5	7,2	8,8	13,8	12,0	10,7	4,6	17,3	6,2
Sc-SWc	6,9	6,4	16,2	25,2	11,9	10,5	8,6	24,7	9,6
Wc-NWc	2,9	6,3	11,0	12,5	9,8	7,9	4,9	14,1	7,2
Nc-NEc	3,1	9,7	12,1	14,9	9,8	7,9	4,9	14,1	6,5
Eo-SEo	5,9	9,8	14,4	19,2	9,7	10,1	8,0	20,6	7,7
So-SWo	8,9	10,9	17	27,7	12,5	8,7	9,0	33,6	8,1
Wo-NWo	6,2	9,2	16,5	30,1	10,4	8,1	9,3	17,1	8,8
No-NEo	5,4	10,2	13,2	32,5	10,1	9,8	5,2	17,3	5,2

P. chłodne	Ciech.	Kutno	Łódź	P. Tryb.	Płock	Radom	Skiern.	Warsz.	Jarczew
Ea-SEa	14,8	13,5	25,1	49,0	18,6	15,6	9,8	34,9	11,4
Sa-SWa	14,4	13,5	26,1	38,3	19,1	11,8	9,6	41,3	8,2
Wa-NWa	12,5	15,5	27,5	71,9	17,2	13,2	7,5	23,5	11,2
Na-NEa	8,9	13,4	20,0	52,0	10,8	11,6	4,8	17,7	10,2
Ec-SEc	8,8	11,5	13,9	33,3	10,1	15,1	4,6	28,3	10,1
Sc-SWc	9,5	7,1	21,3	33,6	12,1	12,1	8,6	32,4	12,4
Wc-NWc	4,4	6,2	14,7	16,4	8,4	7,9	4,9	17,0	10,1
Nc-NEc	5,9	13,9	21,4	26,0	11,7	8,5	5,7	17,3	11,6
Eo-SEo	9,4	13,5	26,1	33,2	18,1	10,5	8,0	29,7	12,3
So-SWo	13,4	13,3	23,6	41,1	18,6	10,8	9,0	51,9	11,8
Wo-NWo	80,4	12,4	24,0	44,1	14,2	11,5	9,3	22,3	11,2
No-NEo	13,4	17,4	26,3	60,5	18,3	10,0	5,2	22,4	9,5

P. ciepłe	Ciech.	Kutno	Łódź	P. Tryb.	Płock	Radom	Skiern.	Warsz.	Jarczew
Ea-SEa	1,4	7,3	4,7	9,8	5,4	5,8	2,8	10,6	3,2
Sa-SWa	1,2	5,5	6,7	7,3	3,4	6,8	2,2	8,8	3,1
Wa-NWa	1,0	10	6,9	6,6	3,1	8,5	1,3	8,8	2,9
Na-NEa	0,9	7,2	4,0	9,6	3,9	6,2	1,5	10,9	3,6
Ec-SEc	1,0	5,3	6,9	6,3	3,9	9,6	2,3	11,9	4,4
Sc-SWc	1,7	5,2	8,2	9,6	3,3	9,4	2,8	12,5	3,9
Wc-NWc	1,2	6,3	6,0	7,5	3,1	7,8	2,4	9,8	3,5
Nc-NEc	1,1	7,4	6,0	8,3	5,5	10,6	2,4	9,9	3,6
Eo-SEo	1,8	7,6	6,5	9,1	4,3	11,5	2,7	13,0	4,6
So-SWo	3,0	8,4	9,0	12,7	4,8	6,8	2,0	12,8	2,8
Wo-NWo	1,0	4,9	5,3	10,2	4,6	3,3	2,3	8,2	4,0
No-NEo	1,1	7,0	6,7	9,0	5,9	9,9	2,0	11,9	3,6

Tabela 17. Największe wartości stężenia SO₂ (µg/m³) przy poszczególnych typach cyrkulacji atmosferycznej na terenie środkowej Polski (1993-1999, półrocza)

P. chłodne	Ciech.	Kutno	Łódź	P. Tryb.	Płock	Radom	Skiern.	Warsz.	Jarczew
Ea-SEa	63	75	73	416	83	52	58	158	41
Sa-SWa	72	112	117	475	91	48	117	237	33
Wa-NWa	72	89	127	701	100	62	60	107	27
Na-NEa	46	60	57	812	32	48	59	125	35
Ec-SEc	43	55	37	90	33	34	32	95	24
Sc-SWc	51	34	102	166	53	36	71	222	45
Wc-NWc	24	52	65	184	58	28	38	50	34
Nc-NEc	33	64	79	214	52	28	67	60	38
Eo-SEo	53	58	82	327	74	42	53	183	38
So-SWo	47	51	66	167	69	36	43	278	34
Wo-NWo	44	63	91	554	63	38	91	95	35
No-NEo	79	65	103	497	62	89	47	121	21

P. ciepłe	Ciech.	Kutno	Łódź	P. Tryb.	Płock	Radom	Skiern.	Warsz.	Jarczew
Ea-SEa	13	49	22	78	56	30	23	47	11
Sa-SWa	7	26	33	34	15	27	11	39	19
Wa-NWa	9	38	38	19	16	25	6	55	12
Na-NEa	8	61	25	160	62	23	6	89	12
Ec-SEc	6	31	37	38	45	20	9	43	20
Sc-SWc	10	24	48	55	14	34	17	89	13
Wc-NWc	7	25	30	59	56	25	12	38	13
Nc-NEc	7	33	36	54	37	29	19	39	16
Eo-SEo	11	55	39	68	40	49	16	46	22
So-SWo	22	39	39	62	34	18	8	72	8
Wo-NWo	6	27	21	61	43	14	8	35	11
No-NEo	8	49	35	68	69	32	12	44	15

5.2. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce

Autor: Anna SKUPIŃSKA

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Celem pracy **A. Skupińskiej (2009)** p.t. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce* jest zbadanie przestrzennego zróżnicowania zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce w latach 1993-1999 oraz jego zmian w czasie, zarówno w ciągu roku, jak i z roku na rok. Celem jest też określenie zależności stężenia SO_2 w powietrzu od cyrkulacji atmosferycznej i wyznaczenie głównych „tras” przemieszczania się zanieczyszczeń powietrza.

W pracy wykorzystano dane pomiarowe średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki z 13 stacji pomiarowych zlokalizowanych w południowej Polsce (rys. 1).

Są to: Czerniawa, Śnieżka, Wrocław, Wałbrzych, Kędzierzyn-Koźle, Gliwice, Zabrze, Kraków, Tarnów, Rzeszów, Kielce, Nisko oraz Chełm. Dane pochodzą z lat 1993-1999, z wyjątkiem Wrocławia, Gliwic, Zabrze (1994-1999) i Tarnowa (1993-1998).

Na podstawie wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki w odniesieniu do każdej stacji pomiarowej obliczono średnie miesięczne stężenie tego gazu oraz średnie stężenie SO_2 w każdym roku osobno. Obliczono także średnie stężenie dwutlenku siarki w dniach z danym rodzajem warunków cyrkulacyjnych – układem barycznym i kierunkiem adwekcji mas powietrza, a także makrotypem cyrkulacji (aby określić, jaka cyrkulacja wpływa korzystnie, a jaka niekorzystnie na jakość powietrza).

Wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki podzielono na siedem przedziałów: 0-5, 5-10, 10-20, 20-50, 50-100, 100-150 oraz powyżej 150 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Pozwoliło to przeanalizować, jakie wartości średniego dobowego stężenia SO_2 występowały najczęściej na poszczególnych stacjach pomiarowych oraz kiedy najczęściej i najrzadziej występowały bardzo małe i bardzo duże wartości tego stężenia. Ponadto przeanalizowano częstość występowania poszczególnych wartości stężenia dwutlenku siarki w dniach z różnymi warunkami cyrkulacyjnymi.

Zbadano także, w których miesiącach i latach występowały najmniejsze, a w jakich największe maksima i minima średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki oraz jak zmieniały się wartości percentyla 0,95 średniego stężenia SO_2 . Przeanalizowano także maksymalne wartości stężenia SO_2 w dniach z poszczególnymi rodzajami układu barycznego oraz kierunkami adwekcji mas powietrza i makrotypami cyrkulacji.

Ostatnim etapem badań była analiza występowania szczególnie dużych wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki. Za szczególnie duże wartości tego stężenia uznano przekraczające 125 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, ponieważ wartość ta stanowi obecnie granicę dopuszczalnego średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki (tab.1).

Podano normy według Rozporządzenia Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 28 kwietnia 1998 r. w sprawie dopuszczalnych wartości stężenia substancji zanieczyszczających w powietrzu (Dz. U. Nr 55, poz. 355).

Określono, w których miesiącach i latach występowało najwięcej dni ze szczególnie dużym stężeniem dwutlenku siarki oraz wyznaczono okresy, w których tak duże wartości tego stężenia wystąpiły najczęściej. W jednym z takich okresów porównano zmiany z dnia na dzień średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki oraz temperatury powietrza. Przeanalizowano także zmiany cyrkulacji atmosferycznej (układu barycznego).

go i kierunku cyrkulacji) w tym okresie. W interpretacji wyników pomiarów wzięto pod uwagę źródła emisji w południowej Polsce (rys. 2).

Przebieg roczny stężenia dwutlenku siarki

Średnie stężenie dwutlenku siarki w południowej Polsce w latach 1993-1999 wykazywało bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne (rys. 3-5). Wartości te wahały się od $3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ do $49 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Największe średnie roczne wartości stężenia SO_2 występowały na stacjach środkowej części południowej Polski: $49,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Zabrze, $40,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Gliwicach. Duże stężenie tego gazu występowało także na dwóch stacjach pomiarowych w południowo-zachodniej Polsce: $25,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Czerniawie i $20,1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Wałbrzychu. Z kolei bardzo małe średnie stężenie dwutlenku siarki (i dodatkowo zmniejszające się w kierunku wschodnim) występowało w latach 1993-1999 w południowo-wschodniej Polsce, gdzie wynosiło: $16,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Tarnowie, $12,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Kielcach, $11,8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Rzeszowie, $9,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Chełmie oraz $6,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Nisku. Podobną wartością tego stężenia cechowała się także stacja pomiarowa we Wrocławiu ($13,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$), a najmniejszym spośród stacji pomiarowych w południowej Polsce średnim stężeniem dwutlenku siarki w latach 1993-1999. Wyróżniała się Śnieżka ($3,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Stężenie dwutlenku siarki charakteryzuje się także zmianami w ciągu roku, osiągając większe wartości w półroczu chłodnym, a mniejsze – w półroczu ciepłym.

Analizowano średnie miesięczne wartości stężenia SO_2 , częstości występowania poszczególnych wartości, minimalnego i maksymalnego stężenia tego gazu, a także wartości percentyla 0,95 średniego stężenia SO_2 .

Największe maksymalne wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki występują głównie w miesiącach zimowych – przede wszystkim w lutym i styczniu, a także w grudniu (Zabrze) i październiku (Śnieżka; drugie maksimum wystąpiło w lutym) (tab. 2-3).

Największe maksymalne średnie dobowe stężenie dwutlenku siarki wystąpiło w Czerniawie – $419,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Bardzo duże stężenie SO_2 występowało w niektórych dniach w środkowej części południowej Polski: w Kędzierzynie-Koźlu ($344,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$), w Gliwicach ($326 \mu\text{g}/\text{m}^3$) i Zabrze ($304 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Co ważne, wszystkie te maksymalne wartości wystąpiły w podobnym czasie – na przełomie 1996 i 1997 roku. Z kolei w południowo-wschodniej Polsce największe maksymalne stężenie SO_2 wystąpiło od 1 do 3 lutego 1993 r. i wynosiło od $251 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Tarnowie do $66 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w Nisku. Maksymalne stężenie dwutlenku siarki na Śnieżce wyniosło zaledwie $23,0 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki

Stężenie dwutlenku siarki zależy zarówno od układu barycznego, jak i kierunku napływu powietrza. Wzięto pod uwagę średnie stężenia SO_2 w dniach z poszczególnymi typami cyrkulacji, częstości występowania poszczególnych wartości oraz maksymalnego stężenia tego gazu i zmian średniego dobowego stężenia SO_2 z dnia na dzień w okresie największego zanieczyszczenia powietrza tym gazem w południowej Polsce (grudzień 1996 – styczeń 1997 r.).

W pracy wzięto pod uwagę klasyfikację typów cyrkulacji według Lityńskiego. Uwzględnia się w niej kierunek cyrkulacji oraz układ baryczny, które razem tworzą typ dobowy. Wyróżnianych jest 8 kierunków napływu mas powietrza oraz sytuacja zerowa (0) – kiedy nie można jednoznacznie zaklasyfikować kierunku wiatru lub nie występuje napływ mas powietrza. W każdym z tych dziewięciu przypadków wyróż-

niono 3 typy układu barycznego: antycyklonalny (a), cyklonalny (c) oraz neutralny (0) (łącznie 27 typów cyrkulacji (tab. 4).

Aby móc porównać, który typ cyrkulacji jest korzystny, a który niekorzystny, na poszczególnych stacjach pomiarowych, obliczono średnie i podano maksymalne stężenia dwutlenku siarki na danej stacji pomiarowej w dniach z danym typem cyrkulacji (tab. 5-9).

W południowej Polsce w latach 1993-1999 niekorzystnie na stężenia dwutlenku siarki w powietrzu wpływał antycyklonalny układ baryczny (9 z 13 stacji), przede wszystkim w środkowej części południowej Polski, a w największym stopniu Kędzierzyna-Koźła, gdzie średnie stężenie dwutlenku siarki w dniach z antycyklonalnym układem barycznym stanowiło 124,4% średniego ogólnego stężenie SO_2 na tej stacji pomiarowej.

Cyrkulacja atmosferyczna o charakterze antycyklonalnym wpływa niekorzystnie na zanieczyszczenie powietrza, ponieważ w takich dniach często jest hamowane wynoszenie zanieczyszczeń z przygrunтовой warstwy powietrza ku górze. Dlatego układ antycyklonalny jest szczególnie niekorzystny na obszarach o dużej emisji zanieczyszczeń. Natomiast niewielkie zmniejszenie się stężenia dwutlenku siarki w dniach z cyrkulacją antycyklonalną na stacji pomiarowej na Śnieżce może być spowodowane tym, że stacja ta położona jest na znacznej wysokości nad poziomem morza i przy cyrkulacji antycyklonalnej zanieczyszczenia powietrza docierają tam w mniejszym stopniu.

Drugą składową cyrkulacji atmosferycznej jest kierunek napływu mas powietrza. W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystna była cyrkulacja południowo-wschodnia – dotyczyło to Wałbrzycha, Kędzierzyna-Koźła, Zabrze, Krakowa, Rzeszowa oraz Niska (tab. 8). Na pozostałych stacjach pomiarowych niekorzystna była cyrkulacja wschodnia (Czarniawa, Gliwice, Chełm) lub północno-zachodnia (Śnieżka, Tarnów, Kielce

Podsumowanie

W pracy A. Skupioskiej wykazano bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce w latach 1993-1999, a także jego zmiany w ciągu roku oraz w kolejnych latach badanego okresu. Wykazano dużą zależność dwutlenku siarki od cyrkulacji atmosferycznej. Jednak w celu lepszego określenia wpływu cyrkulacji atmosferycznej trzeba wziąć pod uwagę lokalną zmianę kierunku wiatru i położenie stacji pomiarowej względem miasta i występujących w nim emitorów.

Największe średnie stężenie SO_2 w tym okresie było na Górnym Śląsku – 49,7 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ w Zabrzu, 40,9 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ w Gliwicach, a najmniejsze w południowo-wschodniej Polsce (6,3 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ w Chełmie) oraz na Śnieżce – 3, 0 $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

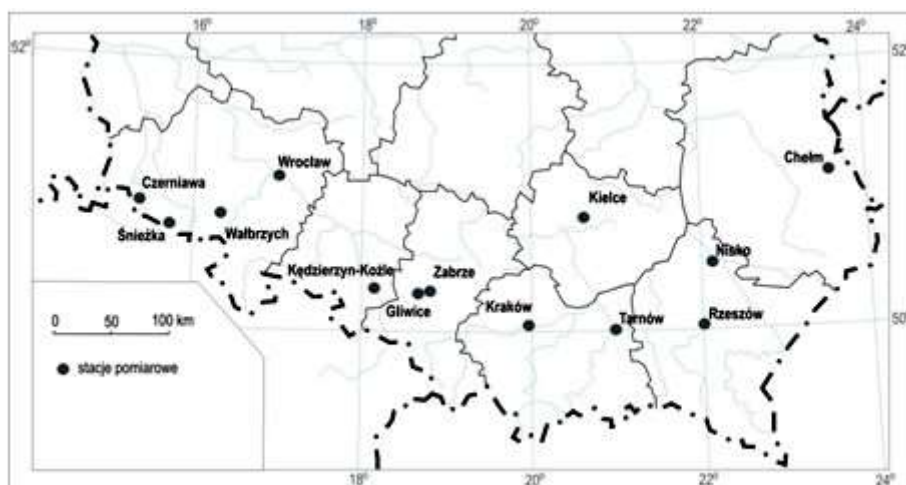
Największe stężenie dwutlenku siarki występuje w miesiącach zimowych, a najmniejsze w letnich. Największe średnie miesięczne stężenie dwutlenku siarki wystąpiło w Zabrzu (95,1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ w styczniu), a najmniejsze w Rzeszowie (1,9 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ w lipcu).

Największą sezonową zmiennością stężenia dwutlenku siarki cechowały się stacje pomiarowe zlokalizowane w Zabrzu i Gliwicach (ponad 70 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), a najmniejszą – w Nisku (8,7 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz na Śnieżce (1,6 $\mu\text{g}/\text{m}^3$).

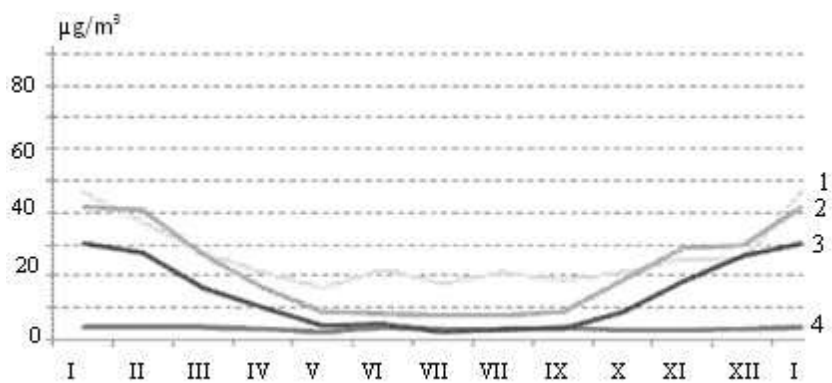
Układ baryczny o charakterze antycyklonalnym wpływał niekorzystnie na stężenie dwutlenku siarki na większości stacji pomiarowych.

W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystna była cyrkulacja południowo-wschodnia – dotyczyło to Wałbrzycha, Kędzierzyna-Koźła, Zabrze, Krakowa, Rzeszowa oraz Niska.

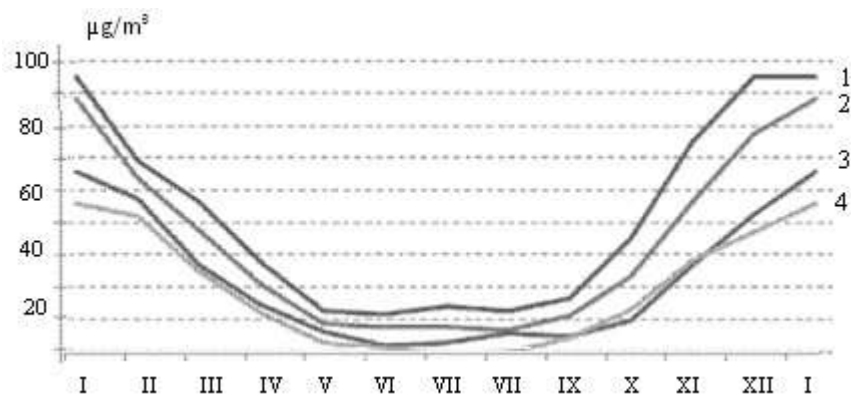
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-4, tab. 1- 8)



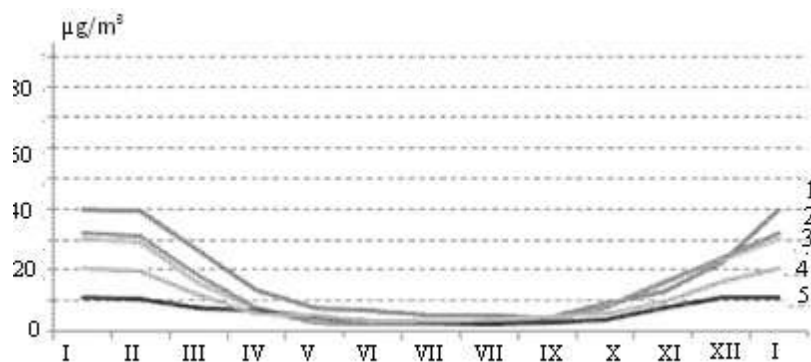
Rys. 1. Lokalizacja stacji pomiarowych zanieczyszczenia powietrza w południowej Polsce



Rys. 2. Przebieg roczny stężenia dwutlenku siarki w południowej Polsce w latach 1993-1999 (1- Czarniawa, 2- Wałbrzych, 3- Wrocław, 4- Śnieżka)



Rys. 3. Przebieg roczny stężenia dwutlenku siarki w południowej Polsce w latach 1993-1999 (1 – Zabrze, 2 – Gliwice, 3 – Kętrzyn-Koźle, 4 – Kraków)



Rys. 4. Przebieg roczny stężenia dwutlenku siarki południowej Polsce w latach 1993-1999 (1– Tarnów, 2– Kielce, 3– Rzeszów, 4– Chełm, 5– Nisko)

Tabela 1. Dopuszczalne wartości stężenia dwutlenku siarki w powietrzu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

Rodzaje obszaru	30 min. ¹	24 godz. ²	Rok ³
Obszary chronione	500	150 125 od 2010 r.	40 30 od 2005 r.)
Obszary parków narodowych	150	75	15
Obszary leśnych kompleksów promocyjnych	200	100	29
Obszary ochrony uzdrowiskowej	350	125	30
Obszary z pomnikami historii, wpisane na "Listę dziedzictwa światowego"	-	-	35 30 od 2005 r.

Tabela 2. Maksymalne wartości średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) na stacjach pomiarowych południowej Polski w poszczególnych miesiącach w latach 1993-1999

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Czerniawa	419	198	144	126	77	125	104	162	97	138	175	180
Śnieżka	18,0	23,0	21,0	11,0	12,4	20,4	16,0	18,0	15,0	23,0	21,0	13,2
Wałbrzych	157	294	111	69	42	31	48	35	77	89	161	97
Wrocław	129	116	54	56	26	23	13	20	19	55	100	94
Kędz.-Kozłe	344	252	237	158	101	61	58	98	89	92	201	329
Gliwice	326	189	118	64	39	39	40	47	59	95	229	297
Zabrze	269	156	135	85	64	58	116	99	79	116	242	304
Kraków	179	212	160	61	44	46	31	29	40	92	149	178
Tarnów	150	251	191	72	85	43	102	66	28	38	51	121
Rzeszów	108	199	83	33	23	14	14	38	19	40	71	101
Kielce	155	230	86	42	21	21	18	27	23	51	82	107
Nisko	27	66	33	41	19	12	15	14	11	17	38	44
Chełm	914	124	116	57	63	26	26	52	69	33	57	80

Tabela 3. Percentyl 0,95 średniego dobowego stężenia dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) na stacjach pomiarowych południowej Polski w poszczególnych miesiącach w latach 1993-1999

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Czern.	164,5	100,0	69,4	67,6	43,7	59,7	58,5	62,6	51,0	68,0	74,9	62,6
Śnieżka	9,3	13,7	10,1	7,0	7,0	12,0	8,4	8,0	9,0	7,0	8,0	7,5
Wałbrz.	97,4	101,4	62,3	37,8	22,0	23,2	22,1	22,0	29,0	52,9	76,5	71,4
Wrocł.	76,0	60,7	37,4	28,0	16,6	14,0	8,0	12,0	10,0	28,0	42,2	68,8
K.-Kozłe	163,3	161,3	111,9	73,2	54,2	31,0	38,4	37,0	40,9	53,6	115,0	192,8
Gliwice	188,0	136,8	92,2	48,0	33,8	30,0	34,0	34,0	45,2	64,0	116,1	160,8
Zabrze	190,4	125,9	106,9	67,0	43,5	44,0	77,0	50,4	52,6	87,2	154,3	200,1
Kraków	131,6	118,6	77,6	44,0	25,8	27,0	17,2	17,0	28,0	48,0	85,0	104,2
Tarnów	88,5	97,2	80,2	37,7	24,3	26,0	19,0	23,0	12,1	27,4	37,3	57,4
Rzeszów	68,9	63,8	38,5	19,2	9,0	7,0	7,0	9,7	11,0	26,6	42,1	57,0
Kielce	76,6	65,0	50,3	19,0	9,0	10,9	12,5	11,0	11,4	20,0	47,1	63,6
Nisko	23,0	28,0	17,0	16,0	13,4	9,0	7,0	7,0	8,6	10,2	15,6	25,4
Chełm	55,7	71,8	42,5	25,4	19,0	18,0	15,5	13,8	16,6	21,6	36,5	43,0

Tabela 4. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) na stacjach pomiarowych południowej Polski w latach 1993-1999 w dniach z poszczególnymi rodzajami układu barycznego

Stacje pomiarowe	antycyklonalny	cyklonalny	neutralny	Średnia
Czerniawa	28,3	20,2	27,2	25,4
Śnieżka	3,4	3,8	3,7	3,6
Wałbrzych	24,6	13,5	20,6	20,1
Wrocław	14,2	10,1	14,8	13,0
Kędzierzyn-Kozłe	37,8	21,2	30,1	30,4
Gliwice	49,9	29,7	41,1	40,9
Zabrze	57,7	38,4	50,9	49,7
Kraków	32,5	20,7	30,2	28,0
Tarnów	18,3	12,4	18,0	16,3
Rzeszów	13,7	8,6	12,8	11,8
Kielce	13,0	11,7	13,1	12,6
Nisko	13,0	11,7	13,1	6,3
Chełm	13,0	11,7	13,1	9,2

Tabela 5. Maksymalne wartości średniego stężenia dobowego dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) i daty na stacjach pomiarowych południowej Polski w latach 1993-1999 w dniach z poszczególnymi rodzajami układu barycznego

Stacje pomiarowe	antycyklonalny		cyklonalny		neutralny	
Czerniawa	419	02.01.97	131	24.02.94	346	20.01.97
Śnieżka	23,0	09.10.94	23,0	07.02.95	19,0	09.03.95
Wałbrzych	294	02.02.93	91	22.02.96	110	23.02.96
Wrocław	100	25.11.98	109	03.02.96	129	08.01.97
Kędzierzyn-Koźle	344	07.01.97	207	24.02.94	296	08.01.97
Gliwice	326	07.01.97	169	04.12.98	270	08.01.97
Zabrze	279	28.12.96	166	04.12.98	304	29.12.96
Kraków	189	03.02.93	212	04.02.96	167	05.02.96
Tarnów	251	03.02.93	106	24.02.95	154	25.02.94
Rzeszów	199	03.02.93	98	23.02.94	97	20.01.97
Kielce	230	01.02.93	88	03.02.94	91	19.01.94
Nisko	66	02.02.93	41	08.04.93	38	08.11.95
Chełm	124	03.02.93	71	16.02.95	89	04.01.96

Tabela 6. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w dniach z poszczególnymi kierunkami adwekcji mas powietrza na stacjach pomiarowych południowej Polski w latach 1993-1999

Stacje pomiarowe	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	0	Śr
Czerniawa	30,8	19,9	26,4	26,1	23,5	16,6	26,3	29,4	28,7	25,4
Śnieżka	3,8	3,2	3,2	3,4	3,3	3,4	3,7	4,5	3,2	3,6
Wałbrzych	18,3	12,8	16,9	24,9	23,3	21,1	20,6	20,6	20,2	20,1
Wrocław	14,4	9,2	12,7	13,9	14,5	10,6	12,7	13,5	16,3	13,0
Kędzierzyn-Koźle	25,3	20,6	40,3	45,3	33,2	25,9	24,4	26,1	32,8	30,4
Gliwice	33,1	29,4	48,6	51,8	51,1	43,9	36,7	30,3	45,7	40,9
Zabrze	37,8	30,7	52,8	64,3	60,9	58,6	49,4	40,2	51,8	49,7
Kraków	26,6	22,9	24,2	33,2	31,9	28,3	28,2	26,8	29,0	28,0
Tarnów	15,6	11,5	15,1	15,7	14,8	16,2	18,9	21,1	15,8	16,3
Rzeszów	10,6	7,6	10,8	14,4	12,7	12,1	12,2	13,1	11,1	11,8
Kielce	12,2	6,5	9,4	9,5	11,2	15,8	17,3	17,4	11,3	12,6
Nisko	6,1	5,2	6,1	7,0	6,4	6,3	6,2	6,8	6,1	6,3
Chełm	8,3	6,4	12,0	10,3	9,9	8,9	8,4	9,3	9,0	9,2

Tabela 7. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w dniach z poszczególnymi makrotypami cyrkulacji atmosferycznej na stacjach pomiarowych południowej Polski w latach 1993-1999

Stacje pom.	Na+ NEa	Ea+ SEa	Sa+ SWa	Wa+ Nwa	0a	Nc+ NEc	Ec+ SEc	Sc+ SWc	Wc+ NWc	0c
Czerniawa	25,5	28,9	23,2	38,1	23,4	25,3	19,0	16,8	19,7	20,9
Śnieżka	3,4	3,2	3,3	3,9	2,7	3,8	3,6	3,4	4,3	3,7
Wałbrzych	16,8	24,4	27,5	32,1	20,0	13,8	14,4	15,7	11,1	13,3
Wrocław	10,3	14,1	16,1	15,8	15,6	12,2	8,3	8,7	10,7	9,9
Kędz.-Koźle	10,3	14,1	16,1	15,8	15,6	12,2	8,3	8,7	10,7	9,9
Gliwice	36,6	57,6	62,2	40,3	49,7	27,2	30,5	33,9	26,3	33,4
Zabrze	38,9	66,3	71,0	51,7	57,2	31,6	37,7	45,7	37,2	37,6
Kraków	24,7	31,2	37,5	38,3	29,6	23,4	21,4	20,4	18,8	20,4
Tarnów	13,9	16,9	16,6	27,2	15,2	12,3	7,9	13,3	14,4	11,1
Rzeszów	9,1	14,5	14,6	18,1	10,3	8,9	7,4	9,3	8,8	6,0
Kielce	9,4	9,6	13,2	22,3	9,6	9,6	7,6	13,3	14,3	9,3
Nisko	5,4	7,3	6,4	7,6	6,0	5,6	4,7	5,9	6,2	5,2
Chełm	7,8	11,3	12,0	11,4	7,3	5,8	7,0	6,9	7,1	7,0

Tabela 8. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w dniach z poszczególnymi makrotypami cyrkulacji atmosferycznej na stacjach pomiarowych południowej Polski w latach 1993-1999

Stacje pomiarowe	NO+NE0	E0+SE0	SO+SWO	WO+NWO	00	Śr
Czerniawa	27,6	26,0	19,9	28,4	48,5	25,4
Śnieżka	3,3	3,5	3,3	4,2	3,3	3,6
Wałbrzych	15,7	20,9	22,8	19,3	29,0	20,1
Wrocław	14,1	15,5	12,6	13,5	25,4	13,0
Kędz.-Kozłe	22,8	43,0	28,8	23,1	40,1	30,4
Gliwice	27,7	51,6	45,5	34,5	52,6	40,9
Zabrze	29,9	60,7	62,0	45,5	57,5	49,7
Kraków	27,1	31,5	32,	26,6	39,0	28,0
Tarnów	15,1	18,7	17,0	19,6	21,3	16,3
Rzeszów	9,7	13,4	13,5	12,0	18,4	11,8
Kielce	9,5	10,9	14,1	15,1	17,3	12,6
Nisko	6,1	6,9	6,9	5,8	7,5	6,3
Chełm	8,8	13,8	9,2	8,1	15,1	9,2

5.3. Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczenia w Warszawie

Autor: Aleksandra CZERWONKA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Z przeprowadzonych badań w pracy **A. Czerwonki (2000)** p.t. *Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczenia w Warszawie* – na podstawie codziennych wyników pomiarów stężeń SO_2 i NO_2 w Warszawie w latach 1993-1997 i odpowiednich danych meteorologicznych wynikają ważne wnioski, dotyczące stężenia dwutlenku siarki:

- Średnie pięcioletnie stężenia SO_2 cechują się trendem spadkowym
- Średnie roczne stężenia SO_2 nie przekroczyły dopuszczalnych norm ($32 \mu\text{g}/\text{m}^3$) i są zróżnicowane na terenie Warszawy
- Średnie miesięczne stężenia SO_2 cechują się zmiennością sezonową i są większe w centrum Warszawy
- Średnie dobowe stężenia SO_2 tylko dwa razy w pięcioleciu przekroczyły normę ($200 \mu\text{g}/\text{m}^3$) i stężenia dwutlenku azotu:
- Średnie pięcioletnie stężenia NO_2 nie mają istotnej tendencji spadkowej;
- Średnie roczne stężenia NO_2 nie przekraczają normy $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$
- Średnie miesięczne stężenia NO_2 wykazują zmienność sezonową, lecz mało zależną od miejsca dokonywanych pomiarów
- Średnie dobowe stężenia NO_2 w latach 1993-1997 nie przekroczyły normy dobowej wynoszącej $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$

Stężenie dwutlenku siarki w atmosferze w latach 1993-1997 wzrasta wraz ze wzrostem ciśnienia atmosferycznego, zachmurzenia i wilgotności powietrza. Natomiast stężenie SO_2 maleje ze wzrostem temperatury powietrza oraz sum opadów atmosferycznych. Stężenie SO_2 zależy od prędkości wiatru – wzrasta przy większych prędkościach.

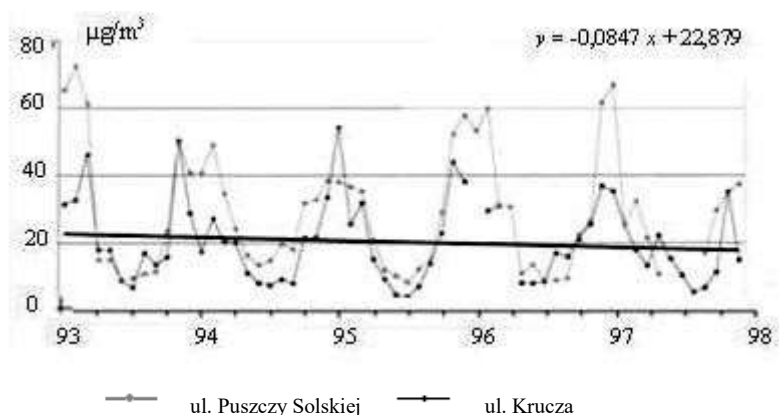
Zależność stężeń dwutlenku siarki i dwutlenku azotu od warunków meteorologicznych (średnich miesięcznych i dziennych) jest podobna z wyjątkiem prędkości wiatru i zachmurzenia. Wzrost prędkości wiatru powoduje spadek stężenia NO₂. Ze wzrostem ciśnienia atmosferycznego stężenie dwutlenku azotu rośnie. Natomiast wzrostom temperatury powietrza odpowiadają spadki średnich miesięcznych stężeń dwutlenku azotu. Przy większej wilgotności względnej powietrza obserwuje się większe średnie stężenia miesięczne. Przy większych miesięcznych sumach opadów występują mniejsze stężenia dwutlenku azotu, natomiast wzrost zachmurzenia powodował spadek zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu z wyjątkiem średniej miesięcznej przy ulicy Kruczej.

Zależność stężeń SO₂ i NO₂ od temperatury powietrza (T), opadów atmosferycznych (p) i prędkości wiatru (v) łącznie opisują równania hiperpłaszczyzn regresji

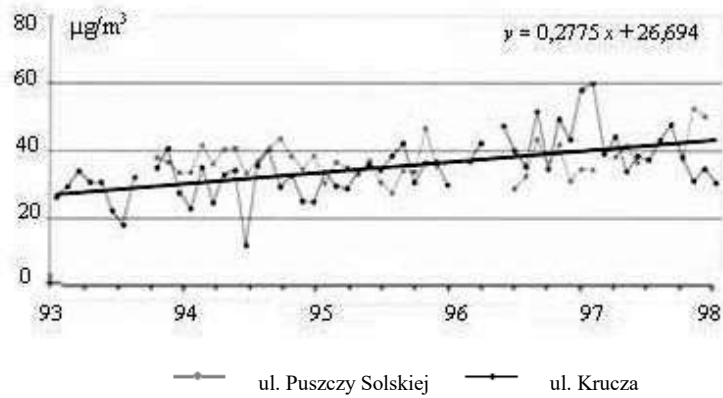
$SO_2 = -4,587T + 0,011P - 1,395v + 40,204$	– ul. Puszczy Solskiej
$SO_2 = -4,637T + 0,014P - 2,1997v + 53,717$	– ul. Krucza
$NO_2 = -13,612T - 0,003P - 0,218v + 68,024$	– ul. Puszczy Solskiej
$NO_2 = -2,728T + 0,013P - 0,181v + 44,513$	– ul. Krucza

Współczynniki regresji cząstkowej stężeń SO₂ i NO₂ względem temperatury powietrza i prędkości wiatru są ujemne. Powyższe równania wyjaśniają odpowiednio: 69,0%, 80,0%, 33,2%, 5,4% wariacji stężeń SO₂ i NO₂.

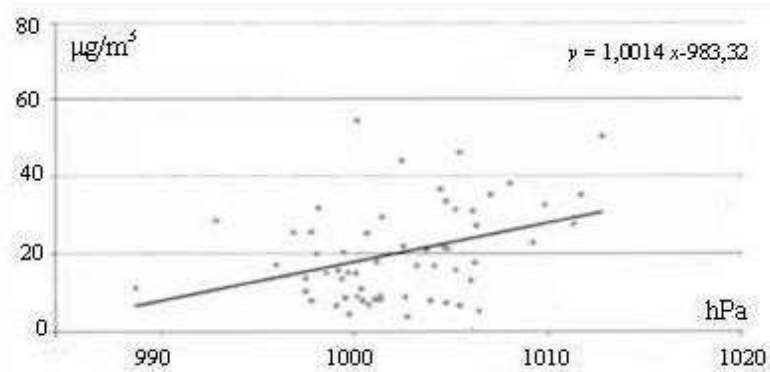
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1- 4, tab. 1-18)



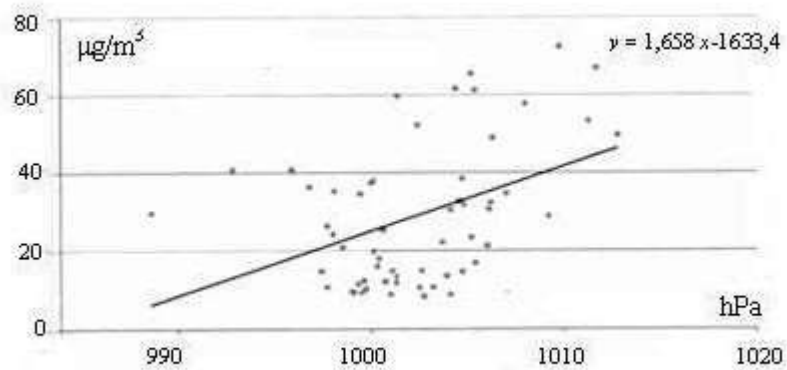
Rys. 1. Średnie miesięczne stężenie dwutlenku siarki w latach 1993-1997



Rys. 2. Średnie miesięczne stężenie dwutlenku azotu w latach 1993-1997



Rys. 3. Zależność dwutlenku siarki przy ul. Puszczy Solskiej od ciśnienia atmosferycznego w pięcioleciu 1993-1997



Rys. 4. Zależność dwutlenku siarki przy ul. Kruczej od ciśnienia atmosferycznego w pięcioleciu 1993-1997

Tabela 1. Równania prostych regresji stężenia SO₂ i NO₂ (µg/m³) względem czasu (x)

	SO ₂	NO ₂
ul. Krucza	$y = -0,0925 t + 31,581$	$y = 0,102 t + 34,985$
ul. Puszczy Solskiej	$y = -0,0847 t + 22,879$	$y = 0,2775 t + 26,694$

Tabela 2. Równania prostych regresji SO₂ i NO₂ (µg/m³) względem prędkości wiatru (x)

	SO ₂	NO ₂
Puszcza Solska	$y = 3,7202 x + 11,758$	$y = -12,314 x + 63,372$
Krucza	$y = 6,1941 x + 14,614$	$y = -1,6818 x + 41,362$

Tabela 3. Równania prostych regresji SO₂ i NO₂ (y) względem temperatury powietrza (x)

	SO ₂	NO ₂
Puszcza Solska	$y = -1,3025 x + 29,535$	$y = -0,234 x + 35,279$
Krucza	$y = -2,1161 x + 43,308$	$y = -0,1168 x + 38,191$

Tabela 4. Równania prostych regresji SO₂ i NO₂ (y) względem ciśnienia atmosferycznego (x)

	SO ₂	NO ₂
Puszcza Solska	$y = 1,0014 x - 983,32$	$y = 0,5537 x - 519,82$
Krucza	$y = 1,6580 x - 1633,4$	$y = 0,0467 x - 9,2787$

Tabela 5. Równania prostych regresji SO₂ i NO₂ (y) względem wilgotności względnej powietrza (x)

	SO ₂	NO ₂
Puszcza Solska	$y = 1,0912 x - 67,535$	$y = 0,211 x + 18,125$
Krucza	$y = 1,598x - 99,474$	$y = 0,2533 x + 17,042$

Tabela 6. Równania prostych regresji SO₂ i NO₂ (y) względem zachmurzenia (x)

	SO ₂	NO ₂
Puszcza Solska	$y = 5,3576 x - 17,062$	$y = -0,8236 x + 40,855$
Krucza	$y = 7,217 x - 21,742$	$y = 0,7535 x + 32,162$

Tabela 7. Równania prostych regresji SO₂ i NO₂ (y) względem opadów atmosferycznych (x)

	SO ₂	NO ₂
Puszcza Solska	$y = -0,1087 x + 25,399$	$y = -0,0216 x + 36,126$
Krucza	$y = -0,3130 x + 42,372$	$y = -0,0107 x + 37,977$

Tabela 8. Równania hiperpłaszczyzn regresji stężenia SO₂ i NO₂ od T, P, v (R – współczynnik korelacji wielokrotnej)

	Równania	R
ul. Puszczy Solskiej	$SO_2 = - 4,58678 T + 0,010874P - 1,39457 v + 40,2037$	0,831
ul. Krucza	$SO_2 = - 4,63749 T + 0,013567P - 2,19966 v + 53,7168$	0,894
ul. Puszczy Solskiej	$NO_2 = -13,61200 T - 0,002700P - 0,21799 v + 68,0237$	0,576
ul. Krucza	$NO_2 = - 2,72821 T + 0,012815 P - 0,18136 v + 44,5132$	0,232

Tabela 9. Średnie miesięczne stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) przy ulicy Kruczej i ulicy Puszczy Solskiej w pięcioleciu 1993-1997

Miesiące	SO ₂		NO ₂	
	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza
I	33,26	52,96	35,07	32,78 *
II	28,12	48,71	34,06	38,09 *
III	29,48	38,93	34,83	36,53 *
IV	16,62	22,47	32,76	38,40 *
V	11,91	12,91	36,5	38,24*
VI	8,96	11,78	29,15	32,59 *
VII	7,42	10,38	34,14	32,41 *
VIII	11,07	12,96	42,89	39,41 *
IX	11,59	14,18	34,15	37,59
X	18,52	27,30	36,95	43,57
XI	35,36	39,29	36,15	37,69
XII	30,52	47,34	34,23	39,36 *

Tabela 10. Sezonowe stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Warszawie w latach 1993-1997

Pory roku	SO ₂		NO ₂	
	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza
Zima	30,63	49,67	34,45	37,61
Wiosna	19,53	24,77	34,83	37,72
Lato	9,15	11,71	35,39	34,58
Jesień	21,82	26,92	35,75	39,76

Tabela 11. Średnie stężenie dwutlenku siarki ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Warszawie w porach roku (1993-1997)

ul. Puszczy Solskiej						
	1993	1994	1995	1996	1997	średnia
Zima	32,16	24,48	37,89	31,81	32,52	31,35
Wiosna	24,43	17,26	18,77	19,52	17,67	19,53
Lato	10,85	8,23	5,15	11,13	10,40	9,15
Jesień	26,59	17,03	26,9	20,81	17,78	21,82
ul. Krucza						
	1993	1994	1995	1996	1997	średnia
Zima	68,96	43,7	37,75	57,02	51,37	49,55
Wiosna	30,43	25,06	22,74	24,11	21,51	24,77
Lato	9,91	16,03	10,23	10,48	12,31	11,66
Jesień	28,28	27,63	32,08	19,41	27,21	26,92

Tabela 12. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Warszawie w porach roku (1993-1997)

ul. Puszczy Solskiej						
	1993	1994	1995	1996	1997	Średnia
Zima	27,85	28,57	29,38	33,44	52,46	34,28
Wiosna	30,42	30,64	32,72	44,82	28,90	35,50
Lato	24,10	29,37	38,34	42,41	42,75	35,39
Jesień	37,86	29,10	34,62	42,49	34,74	35,76
ul. Krucza						
	1993	1994	1995	1996	1997	Średnia
Zima		43,61	35,22		34,49	37,77
Wiosna		39,24	35,11		38,81	37,72
Lato		37,01	30,83	34,96		34,27
Jesień	35,12	38,91	38,67	36,19	46,89	39,16

Tabela 13. Średnie stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od kierunku wiatru

Kierunek wiatru	SO ₂		NO ₂	
	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza
N	14,73	23,79	33,87	38,85
NE	15,29	22,67	37,67	35,82
E	16,69	25,34	39,85	36,77
SE	16,69	30,71	40,65	39,65
S	29,48	31,34	45,81	41,62
SW	24,92	29,83	35,16	37,49
W	17,59	33,48	32,62	36,80
NW	14,64	26,60	28,60	34,45

Tabela 14. Średnie stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru

m/s	SO ₂		NO ₂	
	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza
0-0,2	17,57	36,20	46,81	46,51
0,2-2	20,12	30,64	40,21	39,95
2-5	21,10	27,10	32,52	35,03
>5	11,95	24,27	24,45	25,00

Tabela 15. Średnie stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od ciśnienia atmosferycznego

	hPa	SO ₂		NO ₂	
		ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza	ul. Puszczy Solskiej	ul. Krucza
1	< 983,7	18,89	27,48	28,26	30,22
2	983,8- 993,0	17,90	24,22	32,79	34,10
3	993,1-1002,2	17,05	23,86	34,44	36,91
4	1002,3 -1011,5	19,72	28,25	37,65	38,38
5	1011,6 -1020,8	33,50	43,63	38,23	39,40
6	1020,9 -1033,7	34,76	55,27	34,81	41,81

Tabela 16. Średnie stężenie dwutlenku siarki i dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w Warszawie w zależności od zachmurzenia (1993-1997)

Zachmurzenie	SO ₂		NO ₂	
	ul. Puszczy Soiskiej	ul. Krucza	ul. Puszczy Soiskiej	ul. Krucza
0-2	19,19	26,40	39,0	39,70
2,1-8	18,24	26,01	38,16	38,22
8,1-10	22,10	30,80	33,11	35,82

Tabela 17. Zależność stężeń dwutlenku siarki i dwutlenku azotu od warunków meteorologicznych (wartości średnie miesięczne)

		Pręd.wiatru	Temperatura	Wilgotność	Zachm.	Ciśnienie.	Opad
ul. Krucza	SO ₂	+	-	+	+	+	-
ul. Puszczy Soiskiej	SO ₂	+	-	+	+	+	-
ul. Krucza	NO ₂	-	-	+		+	-
ul. Puszczy Soiskiej	NO ₂	-	-	+	+	+	-

Tabela 18. Macierz [A] wyników obliczeń współczynników regresji wielokrotnej stężeń SO₂ na ul. Kruczej (a_j - pierwszy wiersz) i współczynnika determinacji R^2 (element A_{31} macierzy)

Temperatura (T)	Opad (P)	Prędkość wiatru (v)	Wyraz wolny
a_T	a_P	a_v	a_o
-4,63749	0,013567	-2,19966	53,71678
3,020398	0,050396	0,180117	7,064487
0,79935	8,223645	#N/D!	#N/D!
71,7086	54	#N/D!	#N/D!
14548,6	3651,931	#N/D!	#N/D!

5.4. Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004–2006

Autor: Paweł SZCZEPAŃSKI

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Związki stężenia dwutlenku azotu z ruchem drogowym zbadano w pracy **P. Szczepańskiego (2010)** pt. *Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006*. Określono wpływ kierunku i prędkości wiatru na zmiany stężenia dwutlenku azotu na przykładzie danych z czterech automatycznych stacji pomiarowych zlokalizowanych w Warszawie.

W latach 2004-2006 najwyższe wartości stężenia dwutlenku azotu rejestrowano na stacji Warszawa-Komunikacyjna, zlokalizowanej w ścisłym centrum miasta, w pobliżu bardzo ruchliwej ulicy. Najniższe wartości stężenia NO₂ występowały na stacjach peryferyjnych, położonych w pobliżu terenów zielonych Warszawa-Targówek oraz Warszawa-Ursynów.

Stężenie dwutlenku azotu ma silny związek z natężeniem ruchu komunikacyjnego. Dlatego mierzone wartości stężenia wykazują wyraźny przebieg dobowy. Miejski, 24 – godzinny przebieg stężenia charakteryzują dwa maksima i minima, a ich amplituda oraz zmienność czasowa zależy od wydolności układu komunikacyjnego w bezpośrednim otoczeniu punktu pomiarowego.

Najwyższe wartości stężenia dwutlenku azotu na wszystkich analizowanych stacjach występują w czasie tzw. miejskich szczytów komunikacyjnych: porannego i popołudniowego. Regułą jest, iż wartości stężenia notowane po południu są wyższe niż o poranku. Najniższe wartości pojawiają się w okresie pomiędzy szczytami: w ciągu dnia oraz nocą. Stałą cechą są również wyższe wartości okresu minimum w ciągu dnia niż nocą. Na tle wszystkich stacji wyróżniają się wartości ze stacji Komunikacyjna, która ze względu na swoje położenie, wykazuje inny przebieg wartości pomiędzy szczytem porannym a popołudniowym.

Średnie wartości dwutlenku azotu wykazują przebieg tygodniowy. Cykl ten jest ściśle związany z natężeniem ruchu miejskiego. Charakteryzuje go okres wzmożonych wartości w trakcie pięciu dni roboczych oraz weekendowy spadek koncentracji, szczególnie widoczny w niedziele. Widoczne jest również wzmocnienie maksimum popołudniowego, związane z nasileniem natężenia ruchu w godzinach wieczornych, czyli tzw. powrotami z weekendu.

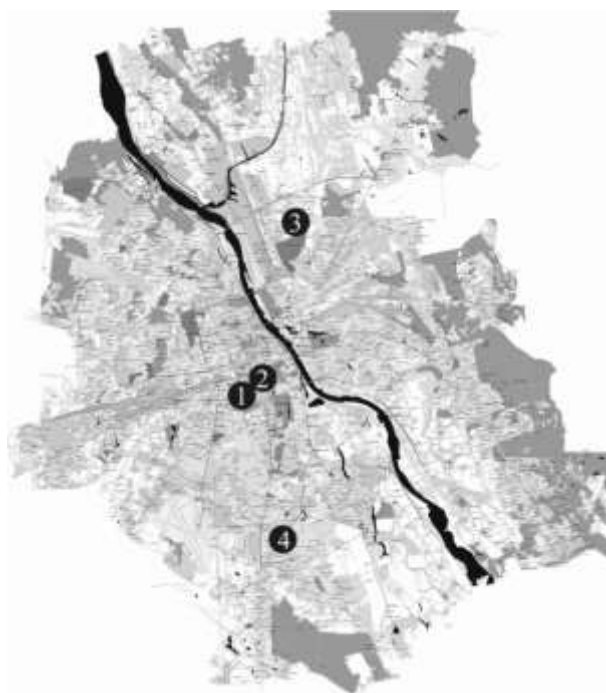
W przebiegu rocznym stężenia dwutlenku azotu każda ze stacji wykazuje wysokie lub najwyższe wartości stężenia dwutlenku azotu w miesiącach zimowych oraz tuż po wakacjach. W pierwszym przypadku duży wpływ mają na to warunki atmosferyczne, a w drugim – duże natężenie ruchu komunikacyjnego. Najmniejsze wartości stężenia NO₂ przypadają na miesiące wakacyjne, kiedy to liczba poruszających się po mieście samochodów gwałtownie spada.

W przypadku zależności stężenia dwutlenku azotu od kierunku wiatru zaznacza się wyraźny wpływ lokalizacji punktu pomiarowego względem obszarów wzmożonego ruchu komunikacyjnego. Stacja Warszawa-Krucza, zlokalizowana w centrum miasta, nie wykazuje dużych wahań stężenia dwutlenku azotu przy wietrze z poszczególnych kierunków. Różnice pojawiają się na stacjach peryferyjnych, gdzie największe wartości stężenia notowane są przy wietrze wiejącym od centrum miasta – z południo-wschodu na stacji Warszawa-Targówek oraz północy na stacji Warszawa-Ursynów.

Największe wartości stężenia dwutlenku azotu na wszystkich stacjach rejestrowano przy wietrze bardzo słabym. Na stacjach Warszawa – Krucza i Warszawa Targówek skrajnie wysokie wartości stężenia dwutlenku azotu najczęściej towarzyszyły wiatrowi z południo-wschodu, zaś na stacji Warszawa – Ursynów – z północy.

Rosnąca liczba samochodów sprawia, że problem zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu będzie nadal aktualny. Ulgą dla miasta z pewnością będzie ukończenie i oddanie do użytkowania wielu trwających obecnie inwestycji drogowych, w tym tak bardzo potrzebnej obwodnicy miasta.

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-4 , tab. 1-10)

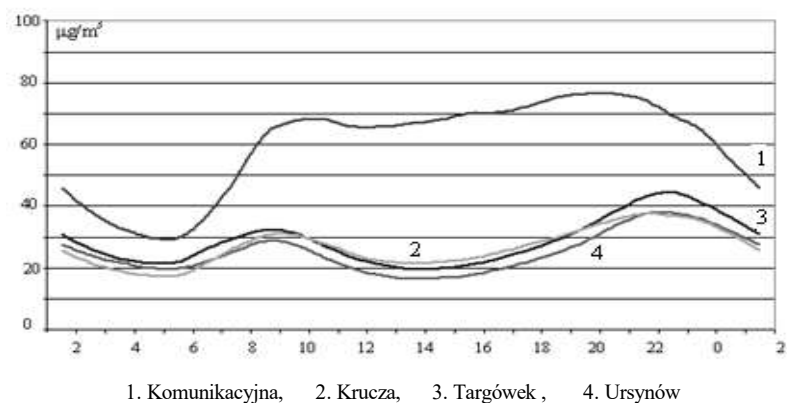


Legenda:

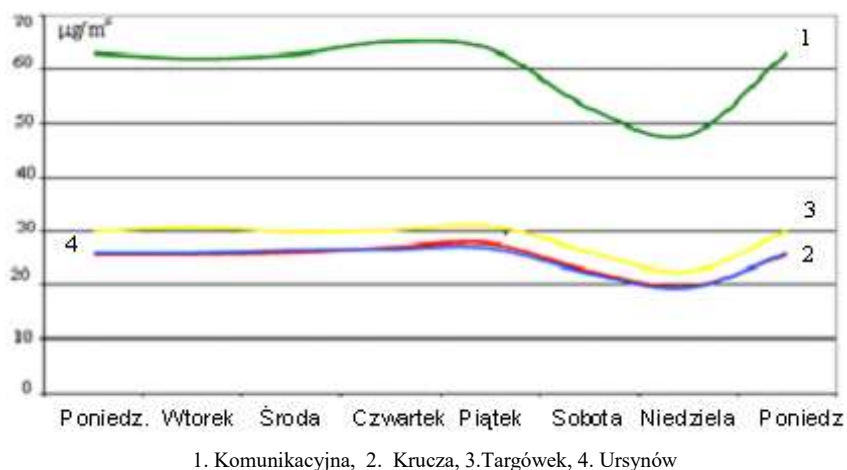
1. Warszawa-Komunikacyjna
2. Warszawa-Krucza
3. Warszawa-Targówek
4. Warszawa-Ursynów

Źródło podkładu:
Urząd Miasta
Stołecznego Warszawy
(www.um.warszawa.pl)

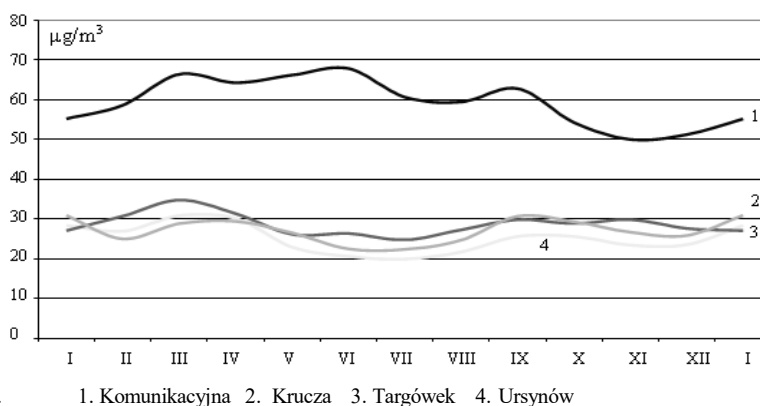
Rys. 1. Lokalizacja automatycznych stacji pomiarowych na terenie Warszawy



Rys. 2. Przebieg dobowy stężenia dwutlenku azotu na stacjach automatycznych w Warszawie w latach 2004-2006



Rys. 3. Przebieg tygodniowy stężenia dwutlenku azotu na stacjach automatycznych w Warszawie w latach 2004-2006



Rys. 4. Przebieg roczny stężenia dwutlenku azotu na stacjach automatycznych w Warszawie w latach 2004-2006

Tabela 1. Średnie stężenie dobowe dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w poszczególnych dniach tygodnia na stacjach automatycznych w Warszawie w latach 2004-2006

	Poniedziałek	Wtorek	Środa	Czwartek	Piątek	Sobota	Niedziela
Ursynów	25,7	25,7	26,0	27,0	27,7	22,6	19,6
Targówek	29,9	30,8	29,9	30,2	31,0	26,1	22,4
Krucza	26,0	26,0	26,5	26,6	26,8	22,2	19,2
Komunikacyjna	63,0	62,0	62,7	65,1	63,7	52,8	47,7

Tabela 2. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od kierunku wiatru w poszczególnych miesiącach na stacji Warszawa – Krucza w latach 2004–2006

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
N	24,5	22,1	23,9	26,7	27,1	20,8	18,5	24,1	28,3	26,2	19,6	23,5
NE	27,1	23,8	26,8	28,4	28,0	20,7	20,9	22,8	29,1	28,8	24,7	23,9
E	33,0	25,8	29,9	29,1	27,4	26,3	23,6	24,3	35,2	29,8	25,5	26,4
SE	36,2	26,8	35,5	31,4	25,7	26,5	24,0	27,0	32,4	26,3	26,9	25,8
S	33,7	27,4	31,3	31,7	25,9	24,2	24,5	24,9	32,5	28,0	27,5	27,0
SW	27,9	26,4	30,6	32,0	27,6	23,5	23,0	25,7	30,0	28,4	29,4	26,5
W	25,3	25,9	28,7	29,5	26,7	22,2	22,9	25,3	28,3	25,9	24,1	24,6
NW	23,2	22,6	24,6	25,9	23,0	18,5	21,7	23,1	28,3	25,8	23,2	22,7

Tabela 3. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od kierunku wiatru w poszczególnych miesiącach na stacji Warszawa – Targówek w latach 2004–2006

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
N	24,9	26,9	31,8	30,9	32,4	25,8	25,3	30,0	33,4	27,5	23,6	26,4
NE	23,3	26,2	27,9	26,8	24,8	27,4	23,6	25,5	28,1	28,2	23,7	22,8
E	25,2	29,1	31,7	34,0	19,6	26,0	18,3	21,3	27,5	26,9	26,3	20,3
SE	38,2	36,4	45,7	37,0	26,3	33,2	28,7	30,3	34,7	30,4	33,9	31,4
S	26,5	32,6	40,7	29,9	28,6	26,4	26,0	27,0	28,1	32,5	35,6	31,0
SW	19,1	30,8	34,8	30,8	25,3	23,8	19,2	26,1	25,0	26,6	28,1	24,1
W	24,4	31,8	34,3	27,3	24,0	24,4	23,0	25,5	27,4	26,5	28,1	27,9
NW	24,9	27,6	29,9	30,8	25,6	25,6	27,7	27,4	28,6	26,0	25,7	26,6

Tabela 4. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od kierunku wiatru w poszczególnych miesiącach na stacji Warszawa – Ursynów w latach 2004–2006

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
N	32,6	30,3	33,9	33,9	30,5	21,7	22,2	26,7	32,2	31,1	23,7	25,3
NE	35,9	26,6	27,9	34,6	25,7	23,7	23,0	25,8	29,9	29,0	25,1	20,3
E	32,0	24,0	30,9	25,4	18,3	21,1	17,0	21,0	24,4	24,3	26,4	21,0
SE	28,1	26,3	36,5	29,6	23,2	20,6	18,8	20,5	25,6	25,4	26,1	24,7
S	28,2	28,7	33,1	32,3	22,7	23,0	20,6	18,5	23,2	24,7	25,4	22,7
SW	22,2	27,5	27,9	21,9	17,3	18,7	18,9	19,3	22,3	22,4	20,7	22,6
W	26,2	27,1	27,0	26,2	19,6	18,8	17,6	18,8	23,0	24,7	21,2	22,9
NW	29,5	27,5	27,8	34,4	29,6	20,4	22,0	27,1	28,0	27,6	22,6	24,8

Tabela 5. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru w poszczególnych miesiącach na stacji Warszawa – Krucza w latach 2004–2006

m/s	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
< 0,1	-	10,9	-	58,8	79,1	70,6	18,7	64,5	60,9	42,9	26,4	-
0,2 - 2,0	30,1	26,0	29,7	29,5	26,5	22,4	22,5	24,9	30,4	27,7	26,4	25,4
2,1 - 5,0	14,4	14,5	14,9	21,2	15,7	13,6	14,8	14,5	16,3	16,6	15,9	21,1
5,1 - 10,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
> 10,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 6. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru w poszczególnych miesiącach na stacji Warszawa – Targówek w latach 2004–2006

m/s	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
< 0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,2 - 2,0	33,5	35,7	44,6	38,9	29,3	29,3	27,4	28,9	31,4	31,2	33,5	31,5
2,1 - 5,0	19,8	23,7	23,3	16,2	15,1	15,2	11,9	14,5	15,4	18,4	24,7	24,3
5,1 - 10,0	3,4	25,0	15,0	-	-	-	-	-	-	-	33,2	11,9
> 10,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 7. Średnie stężenie dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od prędkości wiatru w poszczególnych miesiącach na stacji Warszawa – Ursynów w latach 2004–2006

m/s	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
< 0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,2 - 2,0	34,6	31,2	37,7	35,8	27,4	24,4	23,7	24,4	29,1	29,0	26,5	25,4
2,1 - 5,0	18,4	20,0	31,0	18,2	13,8	12,6	11,3	12,2	12,4	17,6	19,9	20,3
5,1 - 10,0	21,8	11,3	10,4	-	-	-	-	8,1	5,7	9,0	10,3	34,4
> 10,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 8. Częstość (%) stężenia dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) na poziomie percentyla 0,05 lub niższym w zależności od kierunku wiatru na stacji Warszawa – Krucza w latach 2004-2006

	Krucza	Targówek	Ursynów
N	7,9	6,3	3,1
NE	6,2	7,9	4,0
E	5,3	8,5	5,3
SE	3,6	3,7	4,1
S	3,3	3,5	5,0
SW	3,5	5,0	6,1
W	4,7	3,8	6,0
NW	7,3	4,8	4,9

Tabela 9. Częstość (%) stężenia dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) na poziomie percentyla 0,05 lub niższym w zależności od prędkości wiatru na stacjach automatycznych w Warszawie w latach 2004–2006

m/s	Krucza	Targówek	Ursynów
< 0,1	5,2	-	-
0,2 - 2,0	4,6	3,6	3,0
2,1 - 5,0	14,1	8,1	8,7
5,1 - 10,0	-	13,8	8,7
> 10,1	-	-	-

Tabela 10. Częstość (%) stężenia dwutlenku azotu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) na poziomie percentyla 0,95 lub wyższym w zależności od kierunku wiatru na stacji Warszawa – Krucza w latach 2004–2006

	Krucza	Targówek	Ursynów
N	3,2	6,6	8,6
NE	4,5	4,9	7,5
E	6,4	5,3	3,9
SE	6,6	7,7	3,9
S	5,9	4,6	5,1
SW	5,2	2,4	3,1
W	4,0	2,5	3,3
NW	2,9	4,5	6,8

5.5. Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy (1996-2000)

Autor: Katarzyna JATCZAK Opiekun
naukowy: Jolanta WAWER

W pracy **K. Jatzczak (2004)** p.t. *Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy* stwierdzono, że rozkład ozonu atmosferycznego charakteryzuje się silną przestrzenną i czasową zmiennością uwarunkowaną m. in. warunkami pogodowymi.

Średnie roczne stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy w pięcioleciu 1996-2000 wykazywały tendencję wzrostową z niewielkimi spadkami stężeń w roku 1999 oraz większym spadkiem w 1997 roku. Ostatni rok badanego okresu wykazywał najwyższą wartość średniego rocznego stężenia $40,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Jest ona o $9,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ większa niż najniższe średnie roczne stężenie w badanym okresie.

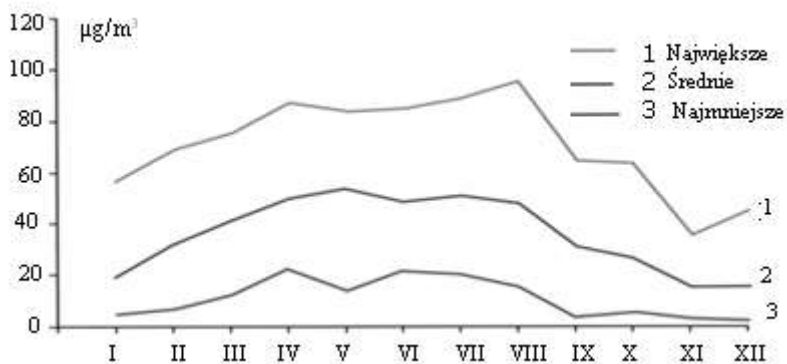
W pięcioleciu 1996-2000 najczęściej występowały stężenia z zakresu od 10 do $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Na ogólną liczbę 1597 pomiarów zanotowano 296 takich wyników, co stanowi 18,5%, natomiast 11% analizowanych przypadków stanowiły stężenia $> 60 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W przebiegu średnich miesięcznych stężeń z pięciolecia najniższe wartości stężenia występowały od listopada ($16,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do stycznia ($19,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$), najwyższe wartości stężenia występowały od kwietnia ($50,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$) do sierpnia ($48,6 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

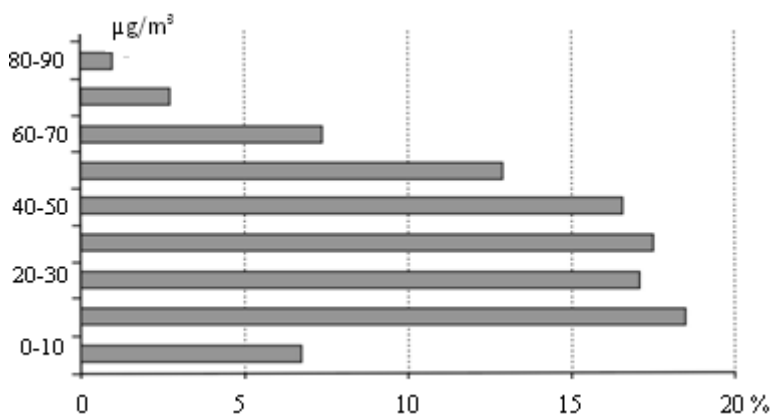
Najwyższe wartości stężeń w pięcioleciu występowały najczęściej w roku 2000 (maksimum stycznia $58 \mu\text{g}/\text{m}^3$, sierpnia $96 \mu\text{g}/\text{m}^3$, września $65 \mu\text{g}/\text{m}^3$, października $64 \mu\text{g}/\text{m}^3$) oraz w 1996 roku (maksimum lutego $70 \mu\text{g}/\text{m}^3$, marca $75 \mu\text{g}/\text{m}^3$, maja $84 \mu\text{g}/\text{m}^3$ i czerwca $85 \mu\text{g}/\text{m}^3$). W przebiegu najwyższych stężeń dobowych w pięcioleciu zaznaczały się szczególnie dwa maksima: pierwsze wystąpiło 19 sierpnia 2000 roku i wyniosło $96 \mu\text{g}/\text{m}^3$, drugie wystąpiło 22 lipca 1998 roku i wyniosło $89 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Najniższe średnie dobowe stężenie w badanym pięcioleciu wystąpiło w grudniu 2000 r. i wynosiło $3 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

W pięcioleciu 1996-2000 wzrost stężeń ozonu troposferycznego następował przede wszystkim w sytuacjach wyżowych, stanowiących 67% wszystkich przeanalizowanych przypadków. Najczęstsze były typy G (centralna cyrkulacja antycyklonalna) i E₁ (południowo-wschodnia i wschodnia cyrkulacja antycyklonalna), które stanowiły odpowiednio 25% i 23%.

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-2, tab. 1)



Rys 1. Średnie miesięczne oraz największe i najmniejsze stężenie ozonu w pięcioleciu 1996-2000



Rys. 2. Częstość średnich dobowych wartości stężenia ozonu (S_{24}) w pięcioleciu 1996-2000

Tabela 1. Najwyższe i najniższe wartości średniego dobowego stężenia ozonu ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w poszczególnych miesiącach pięciolecia 1996-2000

	I	II	III	IV	V	VI
Max	58	70	75	88	84	85
Rok	2000	1996	1996	1998	1996	1996
Dzień	30.01	27.02	3.03	28.04	19.05	9.06
Min	5	7	12	23	14	22
Rok	1999	1998	1999	1998	1999	1998
Dzień	21.01	7.02	3.03	2 i 3.04	13.05	27.06
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Max	89	96	65	64	37	46
Rok	1998	2000	2000	2000	1998	1999
Dzień	22.07	19.08	30.09	1.10	24.11	25.12
Min	21	16	4	6	4	3
Rok	1996	1996	1996 26	1998	1996	2000
Dzień	20.07	14.08	i 27.09	28.09	6.11	5 i 9.12

5.6. Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009

Autor: Anna FAFLAK

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

W pracy **A. Faflak (2011)** p.t. *Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009* wykazano cykliczne wahania (roczne i tygodniowe) stężenia pyłu PM10.

W latach 2005-2009 najwyższe wartości stężenia pyłu PM10 zarejestrowano na stacjach położonych w Krakowie. Szczególnie duże wartości wystąpiły na stacji Kraków – Nowa Huta, która położona jest w bliskim sąsiedztwie ośrodka przemysłowego. Na terenie Warszawy największe stężenie zanieczyszczenia miało miejsce na stacji Warszawa-Komunikacyjna, usytuowanej w kanionie ulicznym, w ścisłym centrum miasta z bardzo dużym natężeniem ruchu komunikacyjnego. Najniższe wartości stężenia pyłu PM10 wystąpiły na stacjach peryferyjnych Warszawy (Ursynów, Targówek).

Przebieg roczny na wszystkich stacjach kształtuje się podobnie. Najwyższe wartości wystąpiły w roku 2006, w pozostałych latach poziom zanieczyszczenia nie podlegał zasadniczym zmianom. Duże stężenie zanieczyszczeń pyłowych w 2006 roku spowodowane było mroźną zimą. W przypadku stacji warszawskich najwyższe wartości notowane były w kwietniu, ponadto w styczniu, październiku i listopadzie, natomiast w Krakowie w listopadzie, grudniu i styczniu.

Średnie wartości stężenia zanieczyszczeń pyłowych wykazują przebieg tygodniowy, cykl ten z pewnością powiązany ze zmianami ruchu drogowego na terenie badanych miast. Cechą charakterystyczną jest okres zwiększonych wartości stężenia w trakcie dni roboczych, z weekendowym spadkiem koncentracji. Na stacjach krakowskich stwierdzono blisko dwukrotnie większe wartości stężenia zanieczyszczeń pyłowych w porównaniu ze stacjami w Warszawie.

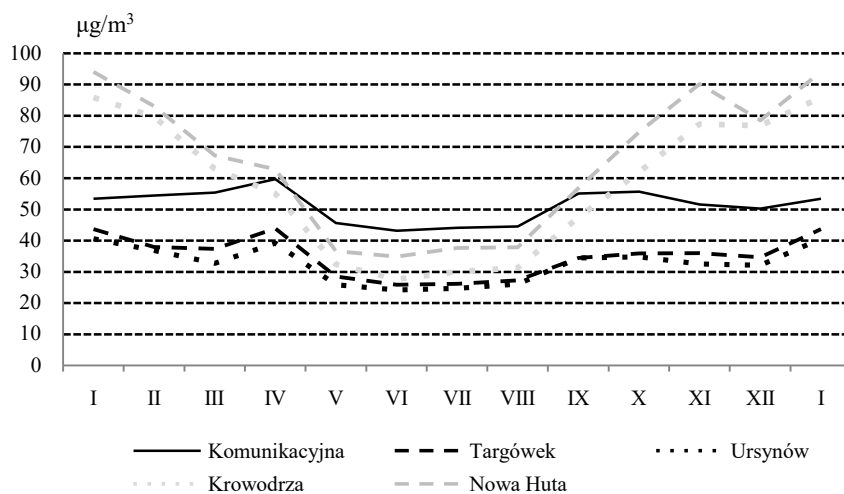
Dokonując porównania zmian stężenia w roku 2009 na stacjach o charakterze komunikacyjnym w Warszawie i Krakowie, które mają zbliżoną lokalizację w obrębie miasta, zaobserwowano tendencję ponad dwukrotnego wzrostu stężenia w okresie jesienno-zimowym na stacji krakowskiej. Największe wartości stężenia w przypadku obu stacji zarejestrowano w styczniu. Przebieg tygodniowy na analizowanych stacjach jest odmienny, w przypadku Warszawy widoczny jest trend spadkowy od piątku do niedzieli, wtedy następuje radykalne ograniczenie ruchu komunikacyjnego w mieście. Natomiast w przypadku Krakowa najniższe wartości zarejestrowana w poniedziałek, środę oraz sobotę, niewidoczny jest spadek stężenia w trakcie weekendu. Przyczyną może być tranzytowy charakter miasta, gdzie następuje wzrost natężenia ruchu komunikacyjnego w weekend.

W latach 2005-2009 dopuszczalna norma przekroczenia 24-godzinnego stężenia ($50 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wynosiła 35 razy w ciągu roku. W badanych pięcioleciu na stacjach w Krakowie norma ta nie została zachowana w żadnym roku. Natomiast w przypadku Warszawy jedynie na stacjach peryferyjnych dopuszczalne normy zostały zachowane, w roku 2007 na stacji Warszawa-Ursynów i w roku 2008 na stacji Warszawa – Ursynów oraz Warszawa –Targówek.

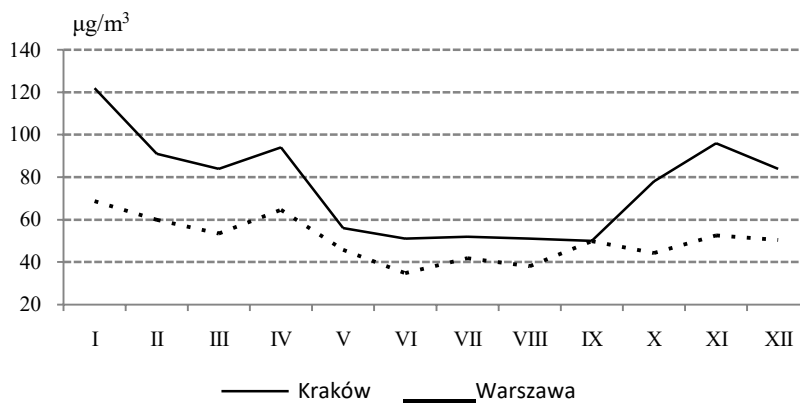
W analizowanym pięcioleciu stężenie $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ zostało najwięcej razy przekroczone na stacjach położonych w Krakowie. Wpływ na zaistniałą sytuację ma zapewne topografia miasta. Największa liczba dni z niezachowaną normą miała miejsce na stacji Kraków-Nowa Huta, położonej w sąsiedztwie Nowohuckiego Obszaru Gospodarczego.

W analizowanym pięcioleciu stężenie $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ zostało najwięcej razy przekroczone na stacjach położonych w Krakowie. Wpływ na zaistniałą sytuację ma zapewne topografia miasta. Największa liczba dni z niezachowaną normą miała miejsce na stacji Kraków-Nowa Huta, położonej w sąsiedztwie Nowohuckiego Obszaru Gospodarczego. Natomiast poziom alarmujący trwający trzy kolejne doby ze stężeniem 24-godzinnym ponad $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ miał miejsce jedynie na stacjach w Krakowie w czasie okresu zimowego 2006 roku. Najdłuższy poziom alarmujący miał miejsce w roku 2006 na stacji Kraków – Nowa Huta i trwał sześć dni. W Warszawie wystąpiły wtedy jedynie pojedyncze dni z przekroczoną normą $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

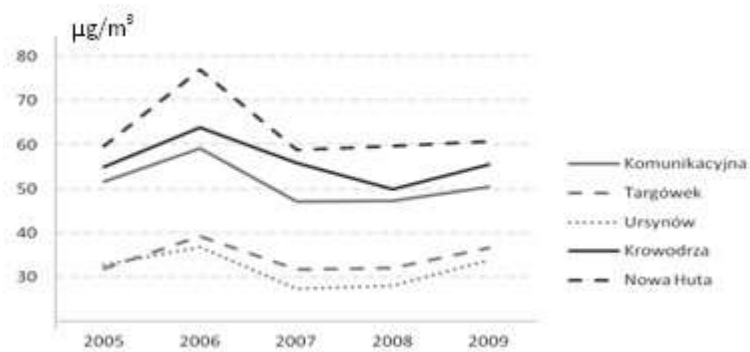
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-6, tab. 1-3)



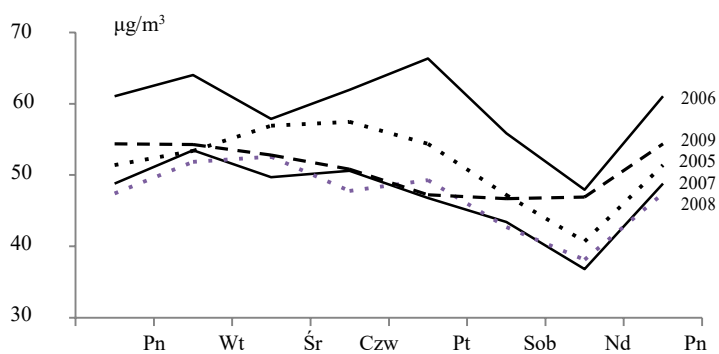
Rys. 1. Przebieg roczny stężenia pyłu PM10 na badanych stacjach pomiarowych w latach 2005-2009



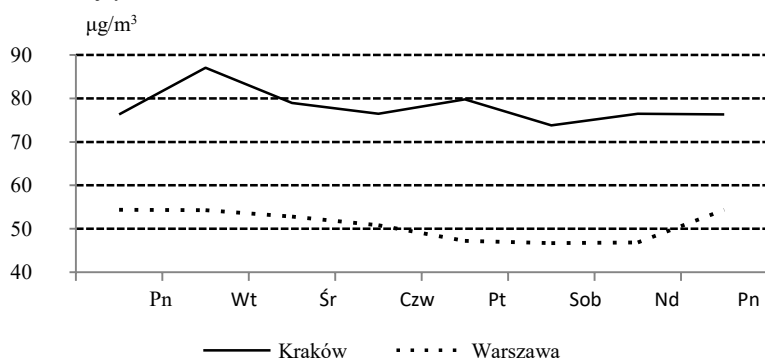
Rys. 2. Przebieg roczny stężenia pyłu PM10 w roku 2009 na stacjach pomiarowych Warszawa-Komunikacyjna i Kraków-Krasieńskiego



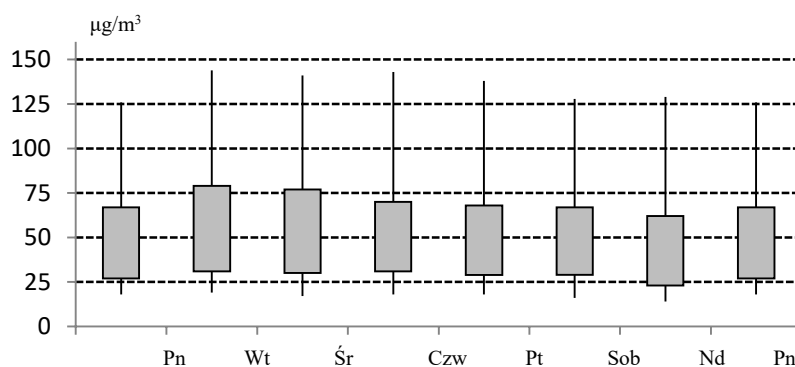
Rys. 3. Średnie stężenie pyłu PM10 na badanych stacjach pomiarowych w kolejnych latach 2005-2009



Rys. 4. Przebieg tygodniowy stężenia pyłu PM10 na stacji Warszawa-Komunikacyjna w kolejnych latach okresu 2005-2009



Rys. 5. Przebieg roczny stężenia pyłu PM10 w roku 2009 na stacjach pomiarowych Warszawa-Komunikacyjna i Kraków-Krasińskiego



Rys. 6. Przebieg tygodniowy stężenia pyłu PM10 wyrażony w percentylach 0,05, 0,25, 0,75, 0,95 na stacji Kraków-Krowodrza w latach 2005-2009

Tabela 1. Dopuszczalne normy imisyjne pyłu zawieszonego PM10 w powietrzu (od 1 stycznia 2005), źródło: Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 3 marca 2008 r., Dz. U. Nr 47, poz. 281

Stężenie 24-godzinne	50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Stężenie średnioroczne	40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Dopuszczalna ilość przekroczeń stężenia 24-godzinnego w ciągu roku	35 razy
Poziom alarmujący stężenia 24-godzinnego przez 3 kolejne doby	200 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

Tabela 2. Dopuszczalne normy imisyjne pyłu zawieszonego PM10 w powietrzu (1 stycznia 2010), źródło: WIOŚ

Stężenie 24-godzinne	50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Stężenie średnioroczne	25 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Dopuszczalna ilość przekroczeń stężenia 24-godzinnego w ciągu roku	7 razy

Tabela 3. Maksymalne wartości stężenia odnotowane na stacjach pomiarowych w latach 2005-2009

	W. Komunikacyjna	W. Targówek	W. Ursynów	K. Krowodrza	K. Nowa Huta
2005	155	131	103	354	349
2006	260	296	312	311	592
2007	129	131	91	266	248
2008	151	257	123	294	306
2009	196	247	158	250	224

5.7. Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy

Autor: Urszula FRYDRYCHOWSKA

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

W pracy U. Frydrychowskiej (2010) p.t. *Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy* określono wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu. Zbadano jak poszczególne elementy stanu pogody działały na zmiany w stężeniu tego zanieczyszczenia w powietrzu.

Dane pomiarowe ze stacji usytuowanych w Centrum, na Ursynowie oraz na Targówku zostały udostępnione przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska.

W pracy wykorzystano wyniki pomiarów z tych stacji automatycznych, które były w postaci średnich dobowych wartości stężenia pyłu zawieszonego PM10 wyrażonego w $\mu\text{g}/\text{m}^3$ powietrza w okresie od 1 stycznia 2004 do 31 grudnia 2008 roku. Zapylenie zostało zmierzone za pomocą analizatora MLU TEOM1400a, który wykonuje pomiar ciągły metoda mikrowagi oscylacyjnej TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance) to urządzenie, którego działanie opiera się na pomiarze zmian częstotliwości drgań elementu pomiarowego pod wpływem osadzającego się pyłu.

Pomiary stężenia pyłu zawieszonego PM10 zostały zestawione z pomiarami wybranych elementów meteorologicznych na wymienionych stacjach. Zmiany zapylenia zostały zestawione ze: średnią dobową temperaturą powietrza, średnią dobową prędkością oraz kierunkiem wiatru, średnim dobowym promieniowaniem słonecznym oraz ze średnią dobową wilgotnością względną. Ponieważ na wszystkich trzech stacjach stosowane są te same przyrządy pomiarowe, dane z nich są porównywalne.

Ogólna charakterystyka zanieczyszczeń pyłem zawieszonym PM10 na badanych stacjach podano w tab. 1-6 i na rys. 2- 7. Po za rokiem 2005 na stacji Komunikacyjnej zaznacza się sezonowość stężenia pyłu, jest ona w półroczu ciepłym niższa niż w chłodnym. Związane jest to oczywiście z okresem grzewczym, który w Polsce przypada na czas od 1 X do 31 III. Na wykresach również zarysowuje się tendencja malejącego stężenia pyłu, szczególnie widoczne jest to na stacjach Targówek i Ursynów. Stacja Komunikacyjna nie przejawia żadnych tendencji, ponieważ można przypuszczać, że stężenia tego zanieczyszczenia zależą głównie od natężenia ruchu pojazdów.

Średnie stężenie pyłu zawieszonego PM10 w Warszawie w okresie od 2004 do 2008 roku wyniosło $39,7 \mu\text{g}/\text{m}^3$, natomiast kolejno na badanych stacjach: Komunikacyjna $42,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$, Targówek $34,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ i Ursynów $32,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$, co stanowi odpowiednio: 106%, 86% i 81% średniej rocznej wartości dopuszczalnej ($D_a = 40 \mu\text{g}/\text{m}^3$) (Dz. U. Nr 87, poz. 798 z dn. 6 czerwca 2002 r.). Wszystkie trzy stacje charakteryzują się podobnym przebiegiem rocznym, co pokazuje rys. 2. Jednak zaznaczają się znaczne różnice stężenia pyłu PM10 między stacją Komunikacyjną a pozostałymi dwoma o około 10 -20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Na stacji Komunikacyjnej zaznaczają się dwa okresy z maksymalnymi wartościami: w okresach: marzec- kwiecień oraz wrzesień październik.

Na stacjach Targówek i Ursynów maksymalne wartości wystąpiły w kwietniu oraz drugi raz w mniejszym stopniu w październiku. Powodów w takiej sytuacji można doszukiwać się w panujących warunkach meteorologicznych, co będzie analizowane w dalszych podrozdziałach, ale także z przyczyn związanych z działalnością człowieka.

W przebiegu tygodniowym (rys. 3-4) wartości stężenia pyłu zawieszonego mają podobny przebieg na stacjach peryferyjnych, z najwyższymi wartościami we wtorek i najniższymi w niedzielę. Stacja Komunikacyjna o znacznie większych stężeniach pyłu niż na pozostałych, dodatkowo charakteryzuje się zupełnie innym przebiegiem tygodniowym. Największe wartości wystąpiły tu w poniedziałek, następnie powoli malały, w piątek odnotowano niewielki wzrost, natomiast w weekend wartości średniego stężenia znacznie spadły w stosunku do dni roboczych.

Na stan zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego wpływa szereg elementów meteorologicznych: dyfuzja atmosferyczna, pionowy gradient temperatury, prędkość i kierunek wiatru, grubość warstwy mieszania, opady atmosferyczne, przemiany zanieczyszczeń w atmosferze oraz inne czynniki meteorologiczne, ale także czynniki topograficzne. Różne warunki meteorologiczne w różny sposób wpływają na stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu. W okresie zimy, kiedy pył (i SO_2) jest głównym zanieczyszczeniem, jego stężenie zależy od aktualnie panujących warunków pogodowych. Zanieczyszczenie to wzrasta przy sytuacji wyżowej, a mianowicie przy spadku temperatury powietrza i prędkości wiatru, przy wysokim ciśnieniu oraz bez występowania opadów. Dodatkowo w skali lokalnej do wyższego stężenia pyłu zawieszonego może przyczyniać się także: kierunek wiatru – od głównego emitora oraz długie występowanie równowagi stałej w ciągu dnia. Spadek zanieczyszczenia natomiast jest zauważany przy wzroście temperatury i prędkości wiatru oraz przy występowaniu opadów (Walczewski, 2000).

Zależność między stężeniem pyłu zawieszonego PM_{10} a promieniowaniem jest w zasadzie niewielka. Jeśli jednak doszukiwać się powiązania tych dwóch parametrów to należałoby zauważyć przeciwną zależność. Nadmierne stężenie pyłu w powietrzu może powodować obniżenie (nawet do 10%) natężenia promieniowania słonecznego, w widzialnej i nadfioletowej części widma, docierającego do powierzchni Ziemi. Samo promieniowanie słoneczne nie wpływa aż w tak znaczącym stopniu na wielkość stężenia pyłu., a pył należy uznać za przyczynę zmian w promieniowaniu. Jak widać na rysunku 5 maksymalne stężenie pyłu wystąpiło przy małym dopływie promieniowania do powierzchni Ziemi. Pył stanowił barierę dla promieni słonecznych docierających do powierzchni Ziemi. Z kolei wartości najwyższego promieniowania odznaczają się małymi wartościami zapylenia.

Na stacji Warszawa Komunikacyjna najwyższa wartość stężenia pyłu wystąpiła przy temperaturze z przedziału $-12,0 - -10,1$ °C i przekroczyła $250 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Wartości maksymalnych stężeń pyłu mają trend malejący wraz ze wzrostem temperatury, przy najwyższych wartościach temperatury stężenie pyłu wynosi około $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (rys. 6).

Na stacji Warszawa-Komunikacyjna współczynnik korelacji w ciepłym półroczu wyniósł 0,1 natomiast w półroczu chłodnym -0,02. Dodatnia wartość świadczy o tym, że wraz ze wzrostem temperatury powietrza zapylenia również rośnie, natomiast ujemna wartość tego współczynnika pokazuje zależność przeciwną, spadek temperatury powoduje podwyższenie zapylenia. Korelacja stężenia pyłu zawieszonego z temperaturą powietrza przedstawiona w tab. 3 pokazuje minimalny związek tych dwóch elementów.

W przypadku analizy zależności między stężeniem pyłu zawieszonego a temperaturą na stacji Warszawa Targówek przedstawia się ona podobnie jak poprzednio. Wartości maksymalne stężenia ($256,8 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wystąpiły przy małych wartościach temperatury ($-6,0 \div -4,1$ °C).

Współczynnik korelacji na stacji Targówek wyniósł 0,02 w ciepłej połowie roku, a w zimnej -0,2. Widać większą zależność między zapyleniem a temperaturą w okresie

zimowym, co wynika ze zwiększonej emisji pyłów z punktowych źródeł emisji, takich jak elektrociepłownię.

Pomiary na stacji Warszawa Ursynów również potwierdzają zależność między stężeniem pyłu zawieszonego a temperatura powietrza. Najwyższe stężenie wystąpiło przy temperaturze $-14 \div -12,1$ °C, ale ponieważ w danym przedziale są tylko dwa pomiary stężenia pyłu (oba powyżej $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$) to ryzykowne byłoby uznawanie tych wartości za wiarygodne. Dlatego, też za wartości największe należy uznać te które wystąpiły przy temperaturze z przedziałów $-8 \div -6,1$ °C oraz w kolejnym $-6 \div -4,1$ °C, gdzie wartości stężenia wyniosły odpowiednio $160,4$ i $156,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Korelacja temperatury powietrza i pyłu zawieszonego PM10 na stacji Ursynów wyniosła w ciepłej połowie roku $0,08$, natomiast w chłodnej $-0,23$. Wyraźnie widać silniejszą zależność zapylenia od wartości temperatury w miesiącach zimowych, wraz ze spadkiem wartości temperatury rośnie wartość zapylenia powietrza. Podobnie jak na dwóch poprzednich stacjach związek jest silniejszy w chłodnej połowie roku.

Zwiększenie wilgotności względnej na ogół skutkuje zmniejszeniem stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu (rys. 7). Największe wartości stężenia pyłu wystąpiły przy wilgotności względnej powyżej 70%. Wraz ze wzrostem wilgotności względnej maleje stężenie pyłu zawieszonego. Najwyraźniej widać to na stacji Warszawa Komunikacyjna gdzie jest stały trend malejący.

Stacja Targówek natomiast przy największej wilgotności odznacza się również najwyższym średnim stężeniem. Jak już wcześniej wspomniano przy 100% wilgotności, następuje oczyszczanie atmosfery z zanieczyszczeń pyłowych. Przy dużej wilgotności powietrza cząsteczki pyłu mogą agregować i zwiększając swoją masę szybciej opadać na powierzchnię Ziemi. Opady deszczu pełnią rolę oczyszczającą powietrze atmosferyczne. Największe działanie oczyszczające następuje przy mżawkach i opadach o charakterze ciągłym (Olszewski, 1995).

Analiza średnich kierunków i prędkości wiatru przeprowadzona została tylko na podstawie dwóch stacji: Warszawa-Targówek i Warszawa-Ursynów (tab. 4 i 5).

Wpływ kierunku wiatru na zapylenie łączy się głównie z rozmieszczeniem źródeł zanieczyszczeń na terenie miasta. W tabelach 4 i 5 przedstawiono rozkład średniego stężenia pyłu zawieszonego PM10 w zależności od kierunku wiatru w poszczególnych latach. Stacja Targówek największe średnie stężenie odnotowała przy wietrze z południowego-wschodu – ponad $48 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w 2006 roku. Najmniejsze wartości stężenia pyłu występują przy wietrze z kierunku zachodniego od 24 do $31,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Na stacji Ursynów największe średnie stężenie pyłu zawieszonego wystąpiło przy wietrze z kierunku północno-wschodniego i wyniosło $50,1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w roku 2004. Najmniejsze natomiast wystąpiło przy wietrze z zachodu i wahało się od $22,4$ do $32,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Przedstawiono także częstość występowania różnych prędkości wiatru oraz odpowiednie średnie stężenie pyłu zawieszonego (tab. 6). Największe stężenia pyłu występowały przy wiatrach o prędkości od $0,2$ - $1,5$ m/s nazwanych powiewem. Im silniejszy jest wiatr tym stężenie pyłu maleje, co jest wynikiem wynoszenia drobin pyłu poza miejsce pomiaru. Jednak na terenie miast rzadko występują dni z silnymi wiatrami, a nawet z łagodnymi. Jedynie ok. 2% wszystkich analizowanych dni odznaczało się wiatrem łagodnym o prędkości do $5,4$ m/s. Widzimy, że wiatry łagodne obniżają stężenie zapylenia, przewietrzają je, wynosząc pył po za granice miasta.

W Polsce jednym z najczęstszych zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego, którego normy są przekraczane jest pył zawieszony PM10. Skład pyłu w powietrzu jest bardzo zróżnicowany, składają się na niego wszystkie cząstki o rozmiarach poniżej $10 \mu\text{m}$. Poza zróżnicowaniem pyłu pod względem rozmiaru, można go również podzielić

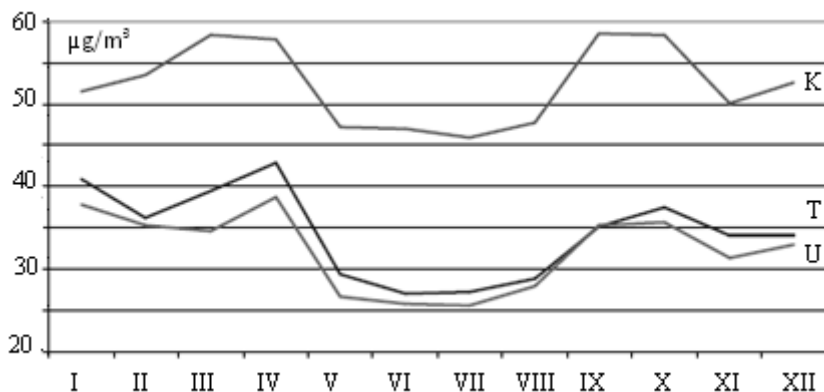
ze względu na pochodzenie, czy też aktywność chemiczną i jego wpływ na zdrowie ludzkie i środowisko przyrodnicze.

Najwyższe wartości stężenia pyłu (przekraczające $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$, czyli aż 400 % dopuszczalnej wartości dobowej) odnotowane zostały w chłodnej porze roku, co pokrywa się z sezonem grzewczym. Dodatkowo na stężenie pyłu wpływało nakładanie się na siebie warunków meteorologicznych oraz innych elementów wpływających na koncentracje pyłu, w tym: zróżnicowanie dobowe i tygodniowe cyklu zmienności emisji PM10 z komunikacji oraz z procesów technologicznych. Na stacji Warszawa Komunikacyjna prawie połowa analizowanych dni odznaczała się przekroczonymi wartościami dopuszczalnymi. Główną przyczyną jest lokalizacja stacji w kanionie ulicznym, przy jednej z najbardziej uczęszczanych dróg w stolicy, gdzie głównym źródłem pyłu jest zanieczyszczenie komunikacyjne. Na pozostałych dwóch stacjach zlokalizowanych na przedmieściach Warszawy sytuacje takie wystąpiły bardzo rzadko.

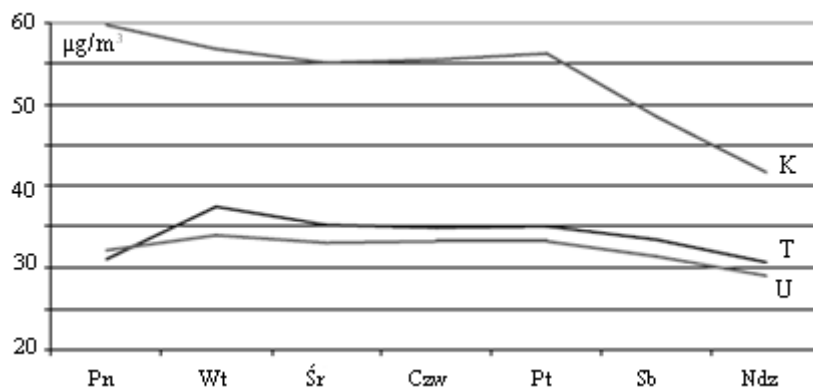
Wpływ temperatury powietrza na zapylenie charakteryzował się zwiększonym stężeniem zanieczyszczenia przy ujemnych wartościach. Największe wartości zanieczyszczenia (od 250 do $312 \mu\text{g}/\text{m}^3$) wystąpiły przy temperaturze od $-14,0$ do $-10,1 \text{ }^\circ\text{C}$, oraz większe dysproporcje między najwyższymi a najniższymi wartościami stężenia również zanotowane zostały przy niższych wartościach temperatury powietrza.

Wiatr w zależności od kierunku i prędkości różnie wpływa na stężenie pyłu PM10. Najwyższa średnia wartość wyniosła $79,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ i wystąpiła przy niewielkich prędkościach wiatru. Natomiast zależność między kierunkiem wiatru a pyłem związana jest z lokalizacją głównych źródeł zanieczyszczeń które napływają nad badany obszar.

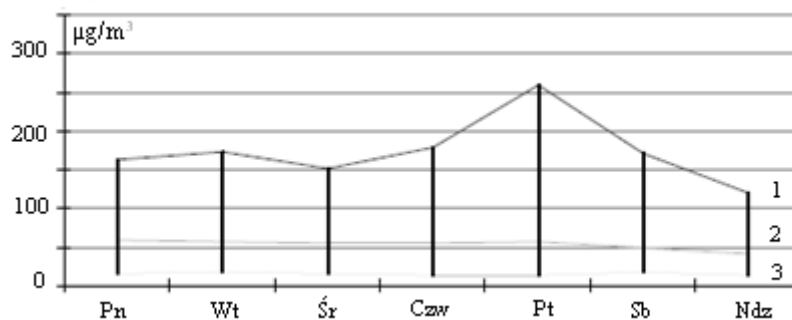
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-6, tab. 1-6)



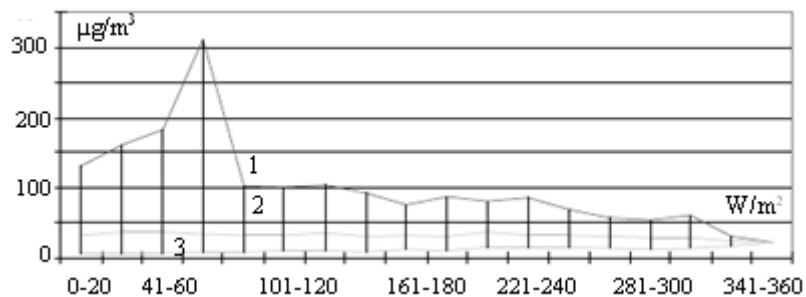
Rys. 1. Przebieg roczny stężenia pyłu zawieszonego PM10 (2004-2008)(K- Komunikacyjna, T – Targówek, U – Ursynów)



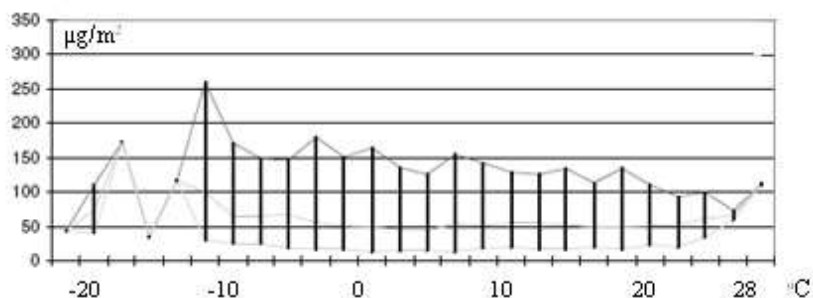
Rys. 2. Przebieg tygodniowy stężenia pyłu zawieszonego PM10 (2004-2008)



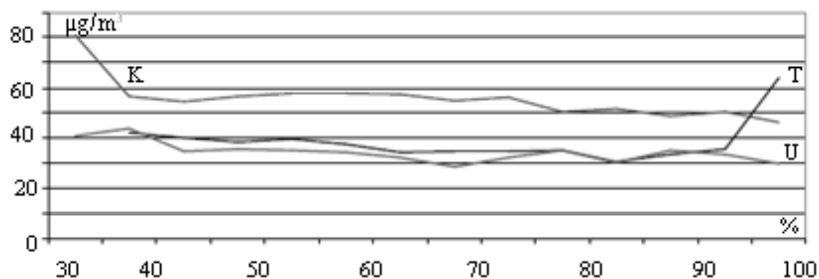
Rys. 3. Przebieg tygodniowy wartości maksymalnych (1), średnich (2) i minimalnych (3) stężenia pyłu zawieszonego PM10 (stacja Komunikacyjna) w latach 2004-2008



Rys. 4. Wartości maksymalne (1), średnie (2) i minimalne (3) stężenia pyłu zawieszonego PM10 w zależności od promieniowania na stacji Warszawa- Ursynów (2004-2008)



Rys. 5. Wartości średnie, maksymalne i minimalne stężenia pyłu zawieszonego PM10 w dwustopniowych przedziałach temperatury na stacji Warszawa Komunikacyjna (2004-2008)



Rys. 6. Wartości średnie stężenia pyłu zawieszonego PM10 w przedziałach (5 %) średniej dobowej wilgotności względnej powietrza w Warszawie w latach 2004-2008

Tabela 1. Średnie półroczne i roczne stężenia pyłu PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$), w latach 2004-2008. źródło: opracowanie własne na podstawie danych WIOS

	2004	2005	2006	2007	2008
Stacja Komunikacyjna					
Średnia roczna	57,3	51,7	59,3	47,1	47,3
Półrocze ciepłe	56,0	53,1	53,3	47,0	44,7
Półrocze chłodne	58,5	52,3	65,1	47,2	50,0
Stacja Targówek					
Średnia roczna	36,8	31,9	39,3	31,7	32,1
Półrocze ciepłe	33,7	30,8	33,0	30,4	30,4
Półrocze chłodne	39,8	33,1	45,4	33,0	33,6
Stacja Ursynów					
Średnia roczna	35,5	32,8	36,7	27,4	28,0
Półrocze ciepłe	33,3	31,9	31,4	24,7	25,3
Półrocze chłodne	37,7	33,7	42,0	29,2	30,5

Tabela 2. Normy imisji pyłu PM10, źródło: Hławiczka, 2008

	Czas uśrednienia	Norma	Data obowiązywania
Etap 1	24 godz	50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, dopuszczane 35 przekroczeń w roku	1 styczeń 2005
	Rok	40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	1 styczeń 2005
Etap 2	24 godz	50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ dopuszczane 7 przekroczeń w roku	1 styczeń 2010
	Rok	20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	1 styczeń 2010

Tabela 3. Współczynniki determinacji R^2 i korelacji R wg równań prostych regresji temperatury (y) względem stężenia pyłu P10 (x)

	Komunikacyjna		Targówek		Ursynów	
	R^2	R	R^2	R	R^2	R
Półrocze ciepłe	0,0092	0,096	0,1103	0,332	0,0236	0,154
Półrocze chłodne	0,0006	-0,024	0,0668	-0,258	0,0904	-0,301

Tabela 4. Wartości stężeń pyłu PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od kierunku wiatru na stacji Warszawa Targówek w latach 2004-2008

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
2004	39,1	41,9	41,9	47,5	37,9	32,2	27,9	29,8
2005	30,7	41,6	39,6	41,6	31,7	25,0	24,2	25,9
2006	37,3	35,3	39,2	48,6	42,3	33,7	31,5	36,3
2007	36,2	30,6	37,5	41,3	33,2	26,7	24,0	29,2
2008	26,6	38,1	32,6	41,1	32,8	26,1	28,1	27,4

Tabela 5. Wartości stężeń PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w zależności od kierunku wiatru na stacji Warszawa Ursynów w latach 2004-2008

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
2004	369	50,1	39,5	39,8	29,0	33,6	25,4	35,9
2005	37,7	39,2	36,0	38,3	30,5	27,7	27,4	26,1
2006	34,2	48,8	41,8	37,3	38,9	33,7	32,3	30,4
2007	22,1	32,5	38,1	30,0	24,7	23,6	22,4	23,5
2008	24,5	29,8	30,4	31,8	27,9	25,5	23,6	24,3

Tabela 6. Rozkład średniego stężenia pyłu zawieszzonego PM10 w zależności od prędkości wiatru na stacjach Warszawa - Targówek i Warszawa -Ursynów (2004-2000)

Prędkość	Targówek		Ursynów	
	Częstość (%)	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	Częstość (%)	$\mu\text{g}/\text{m}^3$
Cisza	0,0	0,0	0,0	0,0
Powiew	48,0	40,7	38,3	40,8
Słaby	49,8	21,5	60,3	27,2
Łagodny	2,2	18,0	1,4	15,6

5.8. Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa

Autor: Katarzyna ZDUŃCZYK

Opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI

W pracy **K. Zduńczyk (2009)** p.t. *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa* określono stan kwasowości opadów atmosferycznych.

Na jakość powietrza mają wpływ: wielkość emisji i imisji zanieczyszczeń, warunki lokalne – ukształtowanie terenu, pokrycie terenu oraz warunki meteorologiczne – ogólna cyrkulacja atmosfery, która pełni funkcje transportera zanieczyszczeń.

Na zakwaszenie opadów atmosferycznych wpływa również wiele innych czynników. W pracy wykazano, że sama obecność kwaśnych związków gazowych w powietrzu, na przykład dwutlenku siarki ma wpływ na *pH* opadów. Średnia roczna *pH* w badanym okresie to 4,71, zdecydowanie poniżej wartości normalnego opadu – 5,6. Potwierdza to tezę o występowaniu bardziej zakwaszonych opadów w okresach wzmożonej emisji dwutlenku siarki (chłodna pora roku – *pH* poniżej 4,5). Najczęściej występującym opadem był opad o *pH* zawierającym się w granicach 4,1-4,5 (około 38% dni), natomiast częstość ta wzrosła w porze chłodnej do 47%, a zmalała w półroczu ciepłym do 28%. Jedynie 15% dni w badanym dziesięcioleciu charakteryzowały się opadem o *pH* powyżej 5,1.

Punkt pomiarowy w Jarczewie jest zlokalizowany na obszarze pozamiejskim. Opady występujące tutaj charakteryzują się odczynem kwaśnym, a nawet bardzo kwaśnym – a w 13% dni *pH* opadu miało wartość poniżej 4,0.

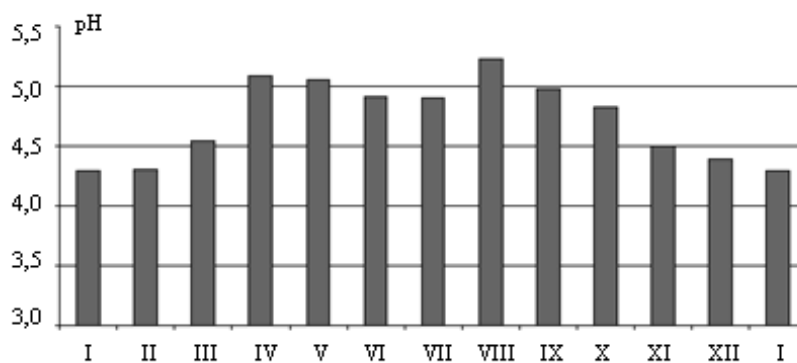
Opady atmosferyczne spełniają ważną rolę dla jakości powietrza, gdyż usuwają zanieczyszczenia. Jednakże powoduje to degradację pozostałych elementów środowiska. W pracy poddano analizie kilkudniowe serie opadowe, by sprawdzić jak czas trwania opadu wpływa na zmniejszenie jego zakwaszenia. Wyniki potwierdziły tezę, że kwasowość zmniejsza się, gdy opad atmosferyczny występuje co najmniej przez 4 dni..

Okazało się, że masy powietrza napływające z sektora zachodniego przynoszą opady o najwyższym zakwaszeniu (średnia wartość *pH* = 4,42), zwłaszcza w chłodnej porze roku. Taka sytuacja może być niebezpieczna dla środowiska, gdyż wartości poniżej 4,0 wystąpiły aż w 18% przypadków. Wysokie zakwaszenie występuje również przy napływie powietrza z kierunku północno-zachodniego i południowo-zachodniego. Inna jest w ciepłej porze roku, gdzie dominuje sektor północny, z którego napływa powietrze niosące opady o wyższym *pH* (4,66), nadal jednak jest to opad kwaśny. Ważnym okazuje się kierunek wschodni cyrkulacji, mimo, iż wystąpił jedynie w 10% dni, to zakwaszenie opadu jest najmniejsze (*pH*=5,01).

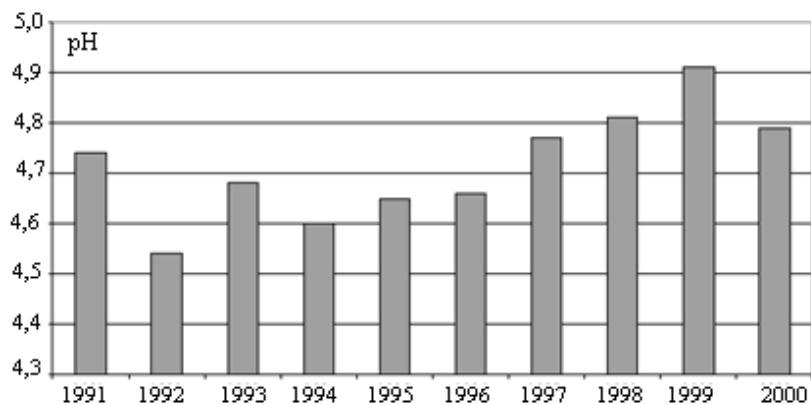
Typ układu barycznego wpływa również na stężenie zanieczyszczeń w powietrzu. Ze względu na układ prądów powietrznych niż baryczne powinny sprzyjać wynoszeniu zanieczyszczeń, natomiast antycyklonalne oraz sytuacje „zerowe” – kumulacji. Wykazano, że *pH* opadu atmosferycznego w czasie pogody niżowej (cyklonalnej) oraz wyżowej (antycyklonalnej) było podobne, średnia wyniosła odpowiednio 4,73 i 4,72.

Najczęściej skrajnie niskie wartości *pH* opadów wystąpiły w czasie typów NWo, NWA i Wa, a bardzo rzadko w czasie typów Sa, No, Eo i NEc. Najczęściej warunki cyrkulacyjne kształtowały nad Polską typy NWc, SWc i Nc, w czasie których średnie *pH* miało wartość około 4,7, zbliżoną do średniej z dziesięciolecia, a najczęściej występował opad, którego *pH* zawierało się między 4,1-5,0.

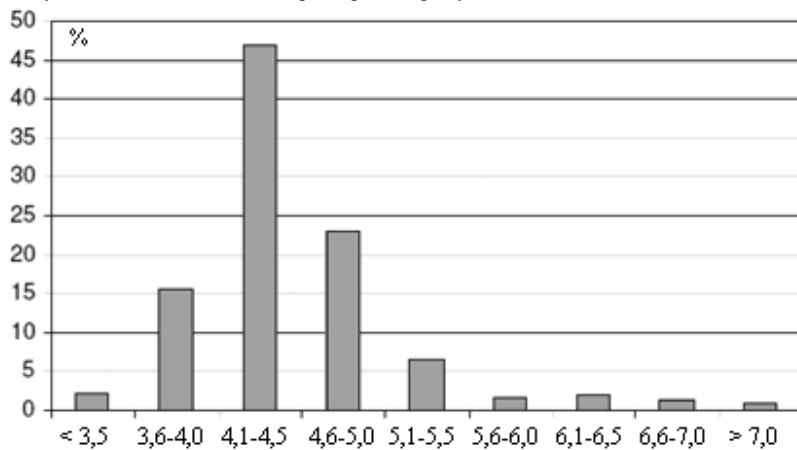
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-4, tab. 1-7)



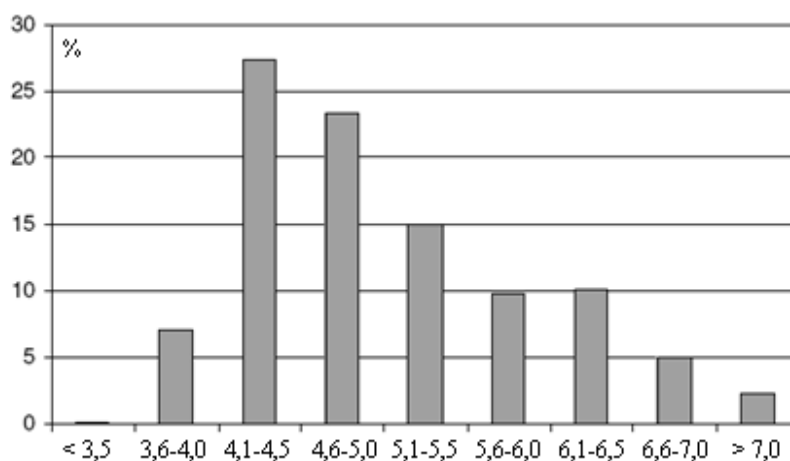
Rys. 1. Zmiany roczne wartości pH opadów atmosferycznych w Jarczewie w latach 1991-2000



Rys. 2. Średnia roczna wartość pH w poszczególnych latach w Jarczewie



Rys. 3. Częstość (%) poszczególnych grup wartości pH w półroczu chłodnym



Rys. 4. Czestosc (%) poszczególnych grup wartosci pH w półroczu ciepłym

Tabela 1. Typy cyrkulacji atmosferycznej według J. Lityńskiego. Źródło: Stępniewska-Podraźka, 1990

Grupa typów cyrkulacji	Symbol
Północna	Nc, No, Na
Północno-wschodnia	NEc, NEo, NEa
Wschodnia	Ec, Eo, Ea
Południowo-wschodnia	SEc, SEo, SEa
Południowa	Sc, So, Sa
Południowo-zachodnia	SWc, SWo, SWa
Zachodnia	Wc, Wo, Wa
Północno-zachodnia	NWc, NWo, NWa
Zerowa	Oc, Oo, Oa

Tabela 2. Ogólny skład jonowy kwaśnych opadów ($\text{mval} \cdot \text{dm}^{-3}$)

Kationy		Aniony	
H^+	56	SO_4^{2-}	51
NH_4^+	10	NO_3^-	20
Ca^{2+}	7	Cl^-	12
Na^+	5		
Mg^{2+}	3		
K^+	2		
Razem	83		83

Tabela 3. Maksymalne i minimalne wartości pH w porównaniu ze stężeniem SO₂

Data	pH	Stenie SO ₂ (µg/m ³)
	minimalne	
18.12.1995	2.87	17,1
19.01.1997	3.00	20,5
19.12.1995	3.07	16,3
	maksymalne	
01.09.1996	8.08	1,0
29.08.1999	7.60	0,5
24.03.1991	7.44	7,7

Tabela 4. Średnie stężenie SO₂ w poszczególnych przedziałach wartości pH

pH	SO ₂ (µg/m ³)
< 4,0	6,08
4,1- 5,0	4,22
5,1-6.0	2,10
> 6, I	2,10

Tabela 5. Charakterystyka serii opadowych w Jarczewie (1991-2000)

Lp	Daty	L. dni	pH. w pierwszym	pH w ostatnim	Σ opadu	pH średnie
1	15.01.2000-27.01.2000	13	3,86	3,89	11,9	4,45
2	21.08.1998-01.09.1998	12	4,97	6,53	23,8	5,37
3	22.12.1991-02.01.1992	11	5,18	3,81	26,3	4,54
4	17.02.1993-26.02.1993	10	4,34	4,04	23,3	4,39
5	08.12.1994-17.12.1994	10	4,44	4,08	38,9	4,38
6	19.11.1999-27.11.1999	10	4,31	3,43	42,2	4,20
7	09.12.2000-17.12.2000	10	4,24	4,51	21,3	4,27
8	26.03.1993-04.04.1993	9	4,15	3,90	20,4	4,87
9	12.03.1994-20.03.1994	9	5,15	4,25	49,6	4,33
10	14.02.1996-22.02.1996	9	3,99	4,02	17,0	4,18
11	09.09.1996-17.09.1996	9	5,46	5,32	59,7	5,28
12	29.09.1997-07.10.1997	9	4,48	5,39	33,3	4,83
13	02.03.1996-10.03.1998	9	5,41	5,16	28,2	4,87
14	23.07.2000-31.07.2000	9	6,28	4,85	73,9	5,40
15	19.01.1993-26.01.1993	8	4,13	4,45	30,0	4,38
16	07.12.1993-14.12.1993	8	4,15	3,63	22,4	4,24
17	13.01.1994-20.01.1994	9	4,13	4,05	20,9	4,00
18	27.12.1994-03.01.1995	8	4,30	4,61	38,3	4,38
19	19.02.1995-26.02.1995	8	4,25	4,36	20,3	4,42
20	06.04.1995-13.04.1995	8	4,11	4,56	33,6	4,46
21	01.01.1998-08.01.1998	8	7,02	4,44	19,1	4,76
22	10.06.1998-17.06.1998	8	7,29	3,87	82,3	5,09
23	30.10.1998-06.11.1998	8	4,61	4,15	30,0	4,28
24	02.02.1999-09.02.1999	8	4,08	5,20	9,1	4,43
25	29.01.2000-05.02.2000	8	4,40	4,29	36,5	4,49
26	09.02.1991-14.02.1991	7	4,54	4,01	20,6	4,35
27	06.01.1993-12.01.1993	7	4,04	4,29	17,6	4,12
28	22.01.1994-28.01.1994	7	3,98	4,36	26,0	4,25
29	30.08.1995-05.09.1995	7	4,19	4,38	77,2	4,80
30	22.05.1996-28.05.1996	7	4,11	4,64	35,8	4,70

Tabela 6. Średnia wartość pH opadu w poszczególnych układach barycznych

Kierunek	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	0
a	4,64	5,04	5,36	4,87	5,09	4,48	4,36	4,46	4,84
c	4,62	5,08	4,82	4,89	4,93	4,68	4,50	4,68	4,66
o	4,77	4,87	4,83	4,61	4,99	4,77	4,34	4,52	4,23

Tabela 7. Częstość (%) wartości pH oraz wartości ekstremalne w poszczególnych typach cyrkulacji.

Typ	Przedziały pH				Ekstrema pH	
	< 4,0	4,1-5,0	5,1-6,0	> 6,0	Min	Max
Ea	4	13	8	13	3,86	8,08
Ec	6	21	9	6	3,75	6,69
Eo	2	15	7	3	3,52	6,41
Na	11	27	9	4	1,50	6,55
Nc	10	72	17	4	3,54	6,65
No	5	31	17	6	2,87	6,21
NEa	2	27	11	8	3,57	7,07
NEc	0	29	16	10	4,61	6,94
NEo	6	24	14	2	1,52	7,51
NWa	14	31	4	3	1,28	7,15
NW	12	116	21	13	1,84	7,20
NWo	16	40	10	5	1,48	6,89
Oa	8	11	4	7	1,40	7,60
Oc	9	40	11	1	1,18	7,4
Oo	7	19	2	0	1,07	5,18
Sa	2	14	1	6	3,50	7,43
Sc	8	44	16	11	3,28	7,71
So	4	17	6	7	3,80	7,02
SE	5	21	5	7	3,51	6,96
SEc	2	19	8	5	3,88	6,55
SEo	8	26	6	3	3,16	6,58
SWa	8	21	1	3	3,31	7,16
SWc	9	90	12	11	3,36	7,29
SWo	6	36	6	9	3,72	6,89
Wa	13	15	2	3	3,37	6,85
Wc	8	72	7	2	3,87	7,02
Wo	12	40	4	1	3,00	6,53
Suma	197	933	214	155		

VI. OCENA KLIMATU NA POTRZEBY LOTNICTWA W WARSZAWIE I INNYCH MIASTACH POLSKI

Ważniejsze wyniki prowadzonych badań w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (z udziałem studentów) w zakresie ocen klimatu na potrzeby lotnictwa w Polsce przedstawiono w t. 29 Atlasu:

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XXIX. **Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski** (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 451.

Na początku, w rozdz. II pt. *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Warszawy i innych miast Polski w publikacjach Zakładu Klimatologii* dokonano prezentacji kolejnych problemów badań klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych, zawartych w poszczególnych tomach Atlasu.

We współczesnym świecie daje się zaobserwować gwałtowny rozwój komunikacji lotniczej. Wzrosła liczba nowych połączeń, wydłużają się ich trasy i czas trwania lotu. Komunikacja lotnicza stała się najbezpieczniejszym i najszybszym rodzajem transportu o szybko wzrastającej liczbie pasażerów. Gwałtownie rośnie też zainteresowanie zjawiskami atmosferycznymi, towarzyszącymi podróżom lotniczym i wywierającymi negatywny wpływ na organizm człowieka.

Prace dyplomowe w tym zakresie podejmowane były najczęściej z inicjatywy studentów specjalizacji klimatologicznej. Świadectwem tego niech będzie pierwsza praca magisterska J. Ososa pt. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie*, wykonana przez czynnego pracownika LOT pod kierunkiem W. Okołowicza i Z. Kaczorowskiej w 1963 roku.

Tematy dotyczące bezpośrednio klimatu lotnisk najczęściej podejmowane były przez studentów specjalizacji w pierwszej dekadzie XXI wieku (Mrozek 2003, Błasiak 2007, Parzuchowski 2008, Olczak 2008, Szmyd 2008, Śmielak 2010, Tołoczko 2010).

Klimat lotniska Okęcie w Warszawie przedstawiony w rozdziałach III pt. *Klimat lotniska Okęcie w Warszawie w opublikowanych skrótach prac magisterskich Zakładu Klimatologii* i IV pt. *Klimat lotniska w Warszawie w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii* jest potraktowany wyjątkowo, bo uwzględnia aż 15 prac związanych bezpośrednio lub pośrednio z tym problemem.

Druga część pracy dotyczy klimatu lotnisk położonych nie tylko na Mazowszu ale i w innych regionach geograficznych Polski:

Nizina Mazowiecka – Warszawa (Okęcie), Radom (Sadków), Dęblin (Lotnisko)

- Pojezierze Mazurskie – Olsztyn (Dajtki)
- Pojezierze Wielkopolskie – Poznań (Ławica)
- Nizina Śląska – Wrocław (Strachowice)
- Karpaty Polskie – Krosno (Lotnisko), góry

Za najważniejsze wyniki badań tej zasadniczej części Atlasu należy uznać prace dotyczące bezpośrednio oceny klimatu badanych lotnisk wymienionych miast.

Lotniska zbadano pod względem kierunku i prędkości wiatru, częstości występowania mgieł, burz, zamieci śnieżnych, szronu oraz intensywnych opadów atmosferycz-

nych. Wydzielono też okresy, w których pogoda najbardziej lub najmniej sprzyja komunikacji lotniczej.

Na szczególną uwagę zasługuje rozdział VI pt. *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* poświęcony obciążeniom organizmów ludzkich powstałych na dalekich trasach lotniczych po przekroczeniu stref klimatycznych i czasowych (Buczyński 1990). Najwięcej miejsca poświęcono obciążeniom wynikającym ze zmiany strefy klimatycznej. Podjęto próbę określenia obciążeń klimatycznych, tj. stresu ciepła i stresu chłodu. Opisano zmiany odczuwalności cieplnej między portem docelowym a macierzystym za pomocą różnic temperatury efektywnej na trzech wybranych trasach:

- Warszawa – Singapur
- Warszawa – Kair
- Warszawa – Montreal

Badając częstość występowania w ciągu roku codziennych różnic ΔNTE podzielonych w przedziały wyznaczono okresy występowania największych i najmniejszych obciążeń klimatycznych. I tak, dla tras Warszawa-Singapur i Warszawa-Kair najbardziej niekorzystny dla organizmu okres przypada między listopadem i lutym, a minimum obciążeń występuje między czerwcem i wrześniem (Singapur) lub kwietniem i październikiem (Kair). Analogiczne okresy dla trasy Warszawa-Montreal kształtują się następująco: maksimum obciążeń występuje od grudnia do lutego, a minimum od czerwca do września. Uzyskane wyniki mogą stanowić podstawę do planowania terminów lotów, jeżeli inne, ważniejsze uwarunkowania na to zezwalają.

Wydzielono też rozdział VII pt. *Wiatry silne i bardzo silne w Polsce i ich uwarunkowania cyrkulacyjne dotyczący wiatrów o dużych prędkościach*, traktując je jako najbardziej niebezpieczne zjawiska pogodowe w komunikacji lotniczej.

Rozdział VIII pt. *Zmiany okresowe i tendencje niektórych zjawisk pogodowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i Krakowa* obejmuje opublikowane przez zespół pracowników Zakładu Klimatologii niektóre zjawiska pogodowe w Polsce i ich niebezpieczne skutki dla różnych dziedzin gospodarki narodowej.

W *Zakończeniu* (rozd. XI) przedstawiono najważniejsze wyniki badań, dotyczących oceny klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej w miastach reprezentujących różne regiony geograficzne Polski.

SPIS TREŚCI (29)

I	WPROWADZENIE	7
II.	NATURALNE I ANTROPOGENICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY I INNYCH MIAST POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	9
III.	KLIMAT LOTNISKA OKĘCIE W WARSZAWIE W OPUBLIKOWANYCH SKRÓTACH PRAC MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	18
3.1	Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1963) – Józef OSOS (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	18
3.2.	Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie (2007) – Karolina BŁASIAK (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	37
3.3	Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2005) – Marta MACIEJAK (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	47
3.4.	Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie (2005) – Paulina PIĄTKOWSKA (opiekun naukowy: Danuta MARTYŃ)	56
3.5	Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2006) – Karol STYŚ (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)	65
3.6.	Zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1966-1995 (2003) – Mariola GÓRSKA (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	79

3.7.	Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie (1997) – Katarzyna WESOŁOWSKA(GRABOWSKA) (opiekun naukowy: Maria STOPA - BORYCZKA)	85
3.8.	Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy (2008) – Przemysław KOTYNIA, Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	90
3.9.	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na sumy dobowe opadów > 10 mm w Warszawie i Krakowie (2009) – Joanna MAROSZEK (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	99
3.10.	Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995 (2005) – Rafał PŁĄŻEWSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	112
3.11.	Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991) – Magdalena SZULC-BOMBA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	123
IV.	KLIMAT LOTNISKA W WARSZAWIE W ARCHIWALNYCH PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII	130
4.1.	Rola masy powietrza w kształtowaniu warunków termicznych w Warszawie (2009) – Dominika PIĘTAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	130
4.2.	Częstość burz w różnych masach powietrza w Warszawie (2008) – Izabela ZABŁOCKA (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	142
4.3.	Cykliczność i tendencje zmian hydrometeorów w Warszawie – Monika MARKS (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	153
4.4.	Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy (2011) – Grzegorz WIKTORSKI (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	165
V.	OCENA KLIMATU NA POTRZEBY KOMUNIKACJI LOTNICZEJ W INNYCH MIASTACH POLSKI (RADOM, DĘBLIN, OLSZTYN, POZNAŃ, WROCŁAW, KROSNO)	187
5.1.	Klimat lotniska Sadków w Radomiu (2008) – Paweł PARZUCHOWSKI (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	187
5.2.	Meteorologiczne uwarunkowania działań lotniczych na obszarze Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych w Dęblinie (2010) – Marzena ŚMIELAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	204
5.3.	Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki (2003) – Anna MROZEK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	221
5.4.	Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy (2008) – Emilia OLCZAK (opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA)	238
5.5.	Niebezpieczne zjawiska pogodowe zagrażające funkcjonowaniu Lotniska Wrocław Strachowice w latach 2006-2009 (2010) – Anna TOŁOCZKO (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	266
5.6.	Wpływ warunków meteorologicznych na funkcjonowanie lotniska w Krośnie – Jakub SZMYD (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	280
5.7.	Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich (2008) – Jakub SZMYD (opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA)	292
VI.	OBCIĄŻENIA ORGANIZMU LUDZKIEGO POWSTAŁE NA DALEKICH TRASACH LOTNICZYCH (1990) – Krzysztof BUCZYŃSKI (opiekunowie naukow: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	312
VII.	WIATRY SILNE I BARDZO SILNE W POLSCE I ICH UWARUNKOWANIA CYRKULACYJNE	339
7.1.	Warunki synoptyczne sprzyjające występowaniu silnych wiatrów w Polsce w latach 1951-1987 (1997) – Elżbieta FLISIAK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	339
7.2.	Wiatry silne i bardzo silne w Polsce (1995) – Anna Beata ADAMCZYK (opiekun naukowy: Danuta MARTYN)	349
VIII.	ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAWISK POGODOWYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Katarzyna GRABOWSKA, Jolanta WAWER, Elżbieta BŁĄŻEK, Jan SKRZYPCZUK	359
IX.	WERYFIKACJA PROGNOZ OKRESOWYCH ZMIAN OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE W LATACH 1980-2100 – Jerzy BORYCZKA, Maria STOPA-BORYCZKA, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	382
X.	O REALNOŚCI OKRESÓW I TENDENCJI ZMIENNYCH KLIMATOLOGICZNYCH – Jerzy BORYCZKA	403
XI.	ZAKOŃCZENIE	416
XII.	LITERATURA	437
		241

Stan atmosfery jest jednym z podstawowych czynników warunkujących wykonanie zadania lotniczego (lot komunikacyjny, szkolny, naukowo – badawczy, bojowy). Pogoda niesprzyjająca osłabia bezpieczeństwo i obniża ekonomię lotów. Ale równocześnie lotnictwo stawia służbie lotniczo - meteorologicznej nowe wymagania. Dlatego zakres i technika tej służby muszą, czynić postępy, aby nadążyć za rozwijającym się lotnictwem. Wymagania dotyczące pomiarów meteorologicznych są zróżnicowane w zależności od kategorii lotniska. W Polsce wszystkie lotniska poza Okęciem w Warszawie mieszczą się w takiej kategorii, w której te wymagania spełnia standardowo wyposażona stacja meteorologiczna, zlokalizowana w miejscu reprezentatywnym dla całego lotniska, posiadająca przyrząd do pomiaru podstawy chmur. Przepisy te dotyczą dużych lotnisk komunikacyjnych. Natomiast na małych lotniskach aeroklubowych, mieszczących się w pobliżu miast, często umiejscowione są, stacje meteorologiczne, reprezentujące miasto lub lotnisko korzysta z informacji ze stacji najbliższej położonej.

Lotniska zbadano pod względem takich elementów i zjawisk meteorologicznych jak: prędkość i kierunek wiatru, występowanie mgieł, burz, zamieci śnieżnych, szronu i opadów silnych. Wszystkie te czynniki znacząco wpływają na bezpieczeństwo i pracę lotniska, samolotów oraz ludzi je obsługujących, a także tych, którzy korzystają z ich usług. Na przykład silny porywisty wiatr wiejący pod kątem prostym do pasa uniemożliwia starty i lądowania; mgły, silny opad śnieżny zmniejszają widzialność poziomą i w ten sposób zwiększają ryzyko przy wykonywaniu tych manewrów; burza może spowodować nagle zmiany kierunku i prędkości wiatru, które ogromnie utrudniają pilotaż; a szron pokrywający płytę lotniska może spowodować ślizganie się samolotu poniżej i doprowadzić do wypadku (Mrozek, 2003).

Ponadto celem prezentowanych prac jest wydzielenie okresów, w których pogoda najmniej lub najbardziej sprzyja wykonywaniu zadań lotniczych.

Ocena klimatu Okęcia w Warszawie na potrzeby lotnictwa

Klimat lotniska Okęcie potraktowano wyjątkowo, eksponując wyniki badań zawartych aż w 15 pracach magisterskich związanych bezpośrednio lub pośrednio z tym problemem. Spośród nich wybrano cztery skróty prac, związanych bezpośrednio z lotnictwem.

6.1. Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960)

Autor: Józef OSOS

Opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA

W pracy **J. Ososa (1993)** p.t. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960)* przedstawiono pełną analizę zjawisk zachodzących na lotnisku Warszawa-Okęcie i nad nim, w warstwie, w której odbywa się początkowa i końcowa faza każdego lotu.

Na Okęciu w latach 1951 - 1960 przeważały wiatry zachodnie. Polska leży bowiem w strefie cyrkulacji zachodniej, gdzie dominuje pogoda związana z wędrowką niżów, głównie wzdłuż „Szlaku Bałtyckiego”. Najczęstsze są wiatry z kierunku 270° (W), których częstość wynosi 12,9%. Rzadziej występują cisze – 11,9% i kierunek 247,5° – 7,9%. Najmniej zanotowano wiatrów z kierunku 22,5° – 1,8%. Najwięcej jest wiatrów o prędkości z przedziałów 4-6 oraz 7-10 węzłów (2-3 m/s) stanowiąc 27% i 25% ogólnej

liczby wiatrów. Korelując prędkość wiatru z kierunkiem, stwierdzono największą powtarzalność z kierunku 270° o prędkości od 11-16 węzłów. Wiatrów najsłabszych (1-3 węzły) jest najwięcej z kierunku 180°, a najsilniejszych 34-40 węzłów (16 razy), a nawet 48-55 węzłów (1 raz) z kierunku 247,5°. Przewaga kierunku 270° utrzymuje się w zakresie prędkości od 4-6 do 22-27 węzłów; dla większych prędkości jest już najczęstszy kierunek 247,5°. Dla wiatrów z kierunku 22,5° nie zanotowano ani jednego przypadku o prędkości powyżej 21 węzłów (10 m/s).

Temperatura średnia roczna przekracza 5°C i jest wyższa niż wynika to z położenia geograficznego. Dodatnia anomalia termiczna Europy jest wynikiem oddziaływaniu ciepłych wód Prądu Zatokowego. Zakres wahań temperatury jest duży. Średnie dobowe wartości zmieniają się od -25°C do +27°C, co jest związane z napływem różnych mas powietrza. Wilgotność względna na Okęciu jest wyższa niż na Bielanach, ponieważ obszar lotniska to dawne, dziś zdrenowane tereny podmokłe jeszcze dziś wokół nich znajdują się liczne zbiorniki wodne.

Zachmurzenie średnie roczne wyższe niż 5/10 – związane jest z położeniem Polski w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych, w klimacie przejściowym, co stwarza warunki do tworzenia się i występowania wszystkich rodzajów chmur.

Średnie sumy miesięczne opadów wahają się w ciągu roku w granicach od 20 mm w lutym do 79 mm w lipcu. Stosunek opadów półrocza zimowego do opadów półrocza letniego ma się jak 172:298. Stosunkowo małe sumy opadów na Niżu Polskim, według niektórych autorów, są wynikiem tak zwanego „Mazowieckiego cienia opadowego”.

Mgły występujące na lotnisku są przeważnie związane z napływem mas morskich (W-NW) lub z przenoszenia mgieł z nad doliny Wisły (E-SE), albo są lokalne na skutek wypromieniowania. Ich przebieg roczny i dobowy wiąże się z przebiegiem temperatury i wilgotności.

Burze notowane są wyłącznie w półroczu letnim w związku z intensywnym rozwojem chmur kłębiastych, na skutek dużych gradientów pionowych temperatury.

Podstawa chmur niskich (do 270 m) zależy od kierunku i prędkości wiatru. Chmury niskie najczęściej występują podczas cisz (245 przypadków), a chmury najniższe – przy kierunku 270° (90 przypadków) i przy kierunku 292,5° (77). Również chmury niskie w pozostałych przedziałach podstawy notowano najczęściej przy wietrze z kierunku 270°. Chmury najniższe do 30 m (w przedziale 00-01) występują tylko sporadycznie przy wiatrach z kierunków 0-22,5° i 337,5° (po 3 przypadki). Największą częstość mają chmury o podstawie 150-270 m (05-09), o prędkości przy wietrze 0-6 węzłów (również przy tej samej prędkości obserwowane są najczęściej chmury najniższe, a następnie przy prędkości 7-10 węzłów). W badanym pięcioleciu obserwowano najczęściej chmury o podstawie 00-01 przy ciszach, następnie z przedziału 05-09 przy wietrze z kierunku 270° o prędkości 11-16 węzłów i dalej o podstawie 05-09 przy ciszach. Chmury najniższe (00-01) najczęstsze są przy ciszach, przy wietrze z kierunku 270° o prędkości 7-10 węzłów (48 przypadków) i przy wiatrach z kierunku 292,5° o prędkości od 0-6 węzłów.

Widzialność do 2300 m jest najczęstsza przy ciszach (864 przypadki w pięcioleciu). Widzialność najmniejsza (00-03) najczęściej występuje przy wiatrach z kierunku 135° (41 przypadków), natomiast najmniej przy wiatrach 360° i 337,5° (1). Największą częstością charakteryzuje się przedział widzialności 08-23 przy wietrze z kierunku 270° o prędkościach: 0-6, 7-10 i 11-16 węzłów. Widzialność najmniejsza (do 300 m) występuje najczęściej przy wiatrach z kierunku 292,5° przy tej samej prędkości (28 przypadków).

W ciągu roku zachodnie wiatry występują najczęściej z prędkością około 5m/s. Z takimi wiatrami związana jest największa częstość występowania niskiej podstawy chmur

i słabej widzialności. Liczbę dni i terminowość lotów zmniejsza również słaba widzialność występująca przy wiatrach E-SE.

Rozkłady lotów na całej półkuli północnej, jak również nasilenie komunikacji lotniczej, podlegają zmianie w półroczach (są intensywniejsze w półroczu letnim – turystyka). Na Lotnisku Warszawa-Okęcie w ciągu roku obserwuje się 237 przypadków złej pogody utrudniającej loty (widzialność pozioma ≤ 1500 m, podstawa chmur ≤ 150 m). Większość z nich występuje w półroczu zimowym (217). Niekorzystne warunki występują najczęściej przy wiatrach z sektora WSW-NW (niska podstawa chmur i słaba widzialność pozioma) oraz E-SE (słaba widzialność). Z sektora WSW-NW napływają bowiem niższe oraz wilgotne masy atlantyckie, a wiatry E-SE przynoszą mgły z nad Wisły i jej doliny.

Lotnisko Warszawa-Okęcie ma własny klimat lokalny, mimo że jest wkomponowane w klimat okolic Warszawy, a nawet w makroklimat Niżu Polskiego. Potwierdzają to różnice między Okęciem a Bielaniem. Prędkość wiatrów jest większa na Okęciu niż na Bielaniach, a temperatura powietrza (amplituda) – mniejsza (w terenie otwartym). Zachmurzenie jest mniejsze na Okęciu niż na Bielaniach (dalej od Wisły o 12 km i brak dymów przemysłowych), a wilgotność względna – większa (teren wilgotny otoczony zbiornikami wodnymi).

Lotnisko Warszawa-Okęcie wyróżnia się niektórymi cechami warunków meteorologicznych.

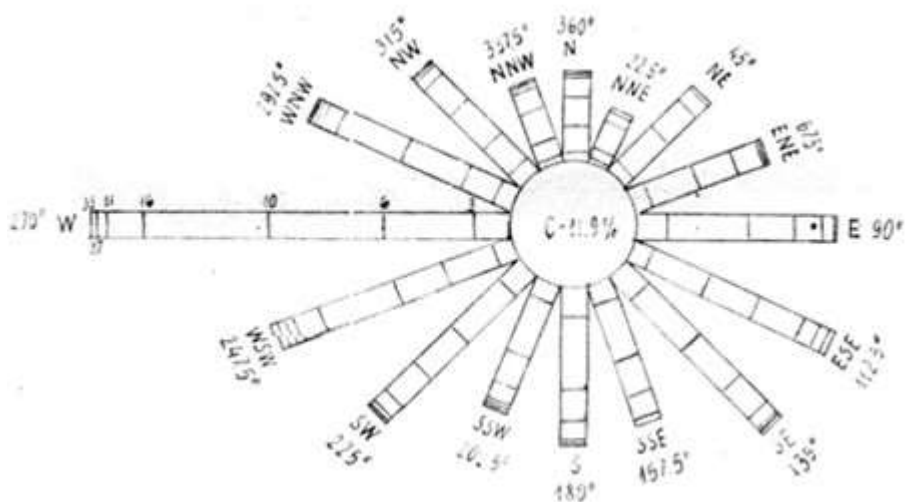
W czasie słonecznej pogody, przy ciszy lub słabym wietrze (2-3 m/s) daje się zaobserwować w pewnych porach roku i sytuacjach barycznych, przeważnie w godzinach wieczornych, mgłę przyziemną lub zamglenie na skrzyżowaniu pasów startowych w kierunkach 292° i 331° . Mimo tego, że osiąga 2-3 m wysokości, zasłania pilotowi lądującemu w w/w kierunku początek pasów (z przeciwnego kierunku i z portu lotniczego jest prawie niezauważalna). Powyższe zjawisko można wytłumaczyć łagodnym i rozszerzającym się obniżeniem terenu opadającym w kierunku doliny Wisły.

W wyniku napływu lokalnych wilgotnych mas powietrznych oraz intensywnego wypromieniowania pasów startowych nagrzewanych w ciągu dnia, powstaje przyziemna mgła o charakterze radiacyjno-adwekcyjnym. Zmieniający się kąt padania promieni słonecznych powoduje zwiększenie albedo powierzchni mgły. Konsekwencją tego jest dodatkowe utrudnienie lądowania, a nawet możliwość złego obliczenia glisady („ścieżki” schodzenia do lądowania).

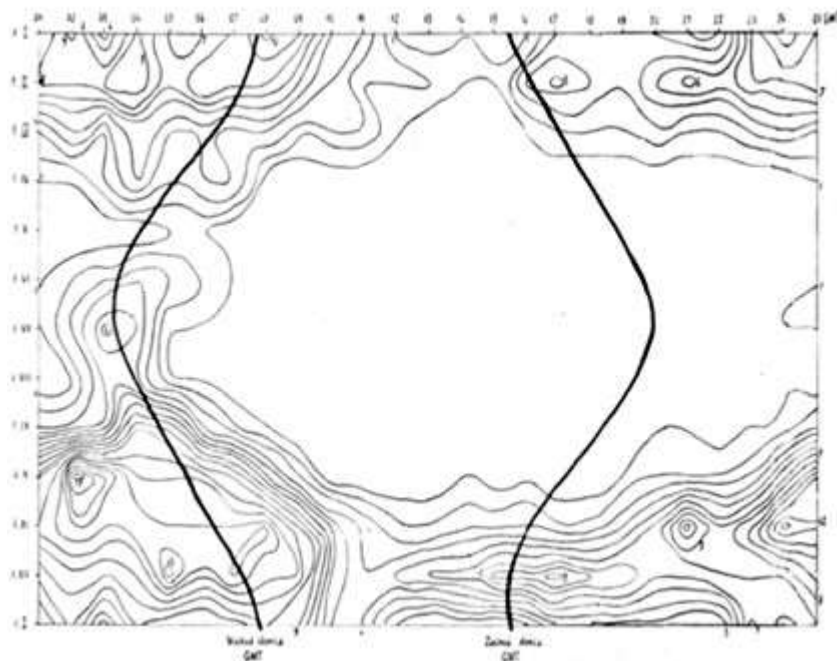
Przy zaobserwowaniu powyższego zjawiska należy lądować w kierunku 112° lub 150° .

Z przedstawionych danych wynika, że na Okęciu średnio 24 dni są nielotne z powodu złej pogody; a na Bielaniach (gdyby było lotnisko komunikacyjne) 34 dni. W tym na Okęciu w porze dziennej – 8 dni, w porze nocnej – 16 dni; na Bielaniach w porze dziennej – 15 dni, w porze nocnej – 19 dni.

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-2 , tab. 1- 15)



Rys. 1. Częstość występowania poszczególnych prędkości wiatru w zależności od kierunku (rok) w latach 1956-1960 (3, 6, 10, 21, 27, 33 prędkość w węzłach).



Rys. 2. Liczba przypadków występowania mgieł (widzialność pozioma do 1000 m) w przebiegu dobowym w poszczególnych miesiącach w latach 1956-1960, Lotnisko Warszawa- Okęcie

Tabela 1. Wiatry: n – częstość wiatru z danego kierunku, v – średnia prędkość wiatru z danego kierunku, c – cisza (B – Bielany, O – Okęcie)

Kier.	M-c		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Σ
N-360	B	n	3,1	4,6	5,4	5,6	8,5	6,2	-	3,4	3,3	1,7	2,8	2,3	-
		v	1,7	2,5	3,5	3,2	3,6	2,6	-	1,8	2	1,8	3,2	2,1	-
	O	n	3,1	4,5	5,5	7,2	9,7	9,7	5,8	4,4	3,8	1,8	3,5	2,7	61,7
		v	5	4	4,8	5	4,6	4	3,3	2,6	3	2,5	4,6	3	3,9
NE-45	B	n	5,3	4,3	8	8	9,3	5,7	-	4,6	4,5	2,6	4,5	2,9	-
		v	3,6	3,5	3,6	3,2	2,8	3	-	2,5	2,8	2,1	3	2,8	-
	O	n	5,7	6,6	10	7,8	5,9	6,9	6,8	4,8	3	4	5,9	3,1	70,5
		v	4,8	4,2	4,9	4	4	2,8	3,6	3,4	3	2,8	3,6	4,1	3,8
E-90	B	n	5,9	10	16	6,5	9,9	7,5	-	3,6	1,8	5,2	4,6	3,3	-
		v	4,5	4,4	4,6	3,6	3,7	3,9	-	2,9	2,6	2,7	3,6	3,4	-
	O	n	6,7	9,5	19	9,8	11	8,1	6,1	8,7	6,5	8,6	12	10	116
		v	4,1	3,6	4,7	3,8	4,1	2,9	2,9	2,9	2,7	3,1	3,9	4,3	3,6
SE-135	B	n	11	12	16	12	9,3	9,7	-	11	9,3	14	22	13	-
		v	4,2	3,9	3,9	3,7	4,3	3,8	-	2,9	3	3,5	4,8	3,9	-
	O	n	13	12	18	13	10	11	6,1	11	10	15	20	16	155
		v	4,7	4,7	5,2	4,4	4,4	3,7	3,3	3,2	2,8	3,6	4,7	4,6	4,1
S-180	B	n	8,1	6,2	6	7,7	2,3	5,8	-	5,5	7	8,8	6,8	12	-
		v	3,7	3,5	2,8	3,4	2,9	3,1	-	2,9	2,8	2,7	3,2	3,2	-
	O	n	12	8,6	5,1	9,2	5,6	6,4	7,3	6,5	7,4	11	8,8	13	101
		v	4,2	4,6	3,7	4	3,1	3,8	3,2	3	3,2	3,3	3,5	3,7	3,6
SW-225	B	n	25	16	12	11	12	9,9	-	18	20	22	15	22	-
		v	3,9	2,9	3,2	2,7	3,2	2,8	-	3	3,4	2,9	3,3	3,4	-
	O	n	17	9,6	6,2	6,8	6,6	7,2	12	12	13	15	10	17	133
		v	5,7	5,2	4,7	4	4	4	3,3	3,4	4	3,8	5	4,9	4,3
W-270	B	n	19	17	13	15	16	16	-	20	20	17	15	20	-
		v	4,3	3,8	3,2	3,2	3,3	3,1	-	3,4	3,7	3,6	3,9	4,2	-
	O	n	21	19	15	14	16	15	23	21	22	19	15	19	219
		v	6,7	6,3	5,1	5,3	5	4,2	4,2	4,1	4,8	4,8	5,1	6	5,1
NW-315	B	n	7,6	5,6	6,4	12	13	15	-	7,7	9	6	5,3	4,8	-
		v	3,3	2,9	4,2	4,1	3,5	3,1	-	2,8	3,1	2,9	3,6	3,4	-
	O	n	10	7,9	8,2	11	15	14	13	12	10	7,3	6	6,6	121
		v	5,3	4,6	5	5,5	4,7	4,1	4,1	3,8	4,2	4,3	5,2	5,2	4,7
	C	B	7	8	10	12	12	14	-	17	15	14	10	10	-
		O	4	7	6	9	8	12	12	15	13	12	10	7	115
	Śr	B	3,8	3,3	3,5	3,1	3	2,8	-	2,6	2,8	2,8	3,6	3,6	-
		O	5,3	4,7	4,9	4,2	4	3,3	3,2	3,2	3,5	3,6	4,3	4,4	4,1
	$V \geq 15$ m/s	B	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	2	-	-
		O	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	5

Tabela 2. Temperatura powietrza: T_{sr} – średnia, maksymalna T_{max} , minimalna T_{min} Stacje meteorologiczne: B- Bielany O - Okęcie, Δ – różnica między Bielaniem a Okęciem

	T_{sr}			T_{max}			T_{min}		
	B	O	Δ	B	O	Δ	B	O	Δ
I	-2,4	-2,4	0,0	-0,1	-0,1	0,0	-4,7	-5,3	0,6
II	-3,1	-3,3	0,2	-0,3	-0,2	-0,1	-6,3	-6,7	0,4
III	0,7	0,6	0,1	4,5	4,5	0,0	-2,9	-3,3	0,4
IV	7,6	7,3	0,3	12,3	12,2	0,1	3,0	2,4	0,6
V	13,3	12,9	0,4	18,3	17,9	0,4	8,0	7,4	0,6
VI	17,3	17,3	0,0	22,7	22,4	0,3	12,5	11,5	1,0
VII	19,2	18,7	0,5	24,2	23,9	0,3	14,3	13,5	0,8
VIII	18,2	17,7	0,5	23,5	23,3	0,2	13,5	12,5	1,0
IX	13,6	13,1	0,5	18,7	18,6	0,1	9,2	8,3	0,9
X	8,6	8,3	0,3	13,0	13,0	0,0	4,9	3,9	1,0
XI	3,2	3,0	0,2	5,6	5,6	0,0	0,9	0,3	0,6
XII	0,6	0,4	0,2	2,4	2,5	-0,1	-1,7	-2,2	0,5
	8,1	7,8	0,3	12,1	12,0	0,1	4,2	3,5	0,7

Tabela 3. Temperatura powietrza: maksimum absolutne T_{MAX} , minimum absolutne T_{MIN} Stacje meteorologiczne: B- Bielany O - Okęcie

	B		O		B		O	
	T_{MAX}	data	T_{MAX}	data	T_{MIN}	data	T_{MIN}	data
I	10,8	23-59	10,7	23-59	-27,9	31-56	-27,1	31-56
II	11,6	27-53	12,0	27-53	-26,8	1,8,9-56	-26,1	9-56
III	18,7	30-53	18,3	30-53	-14,3	2-55	-19,0	24-52
IV	26,6	24-52	27,0	24-52	-5,3	10-57	-6,9	2-52
V	32,2	28-58	30,8	28-58	-2,6	8-53	-3,0	10-53
VI	32,1	27-54	32,1	24-51	3,3	7-58	2,3	7-58
VII	35,7	13-59	35,1	13-59	6,5	1-56	5,2	6-60
VIII	35,4	7-52	35,1	7-52	6,6	29,30-59	5,4	24-57
IX	32,0	7-51, 3-59	31,4	3-53	0,7	26-57	-0,3	30-60
X	25,3	2-56	25,2	2-56	-8,3	31-56	-8,3	31-56
XI	16,9	5-60	16,7	5-60	-8,4	11-56	-10,0	26-53
XII	12,2	21-58	11,9	5-60	-16,0	7-59	-18,9	16-57
	35,7	13VII.59	35,1	7VIII.52 13VII.59	-27,9	31.I.56	-27,1	31.I.56

Tabela 4. Wilgotność względna (f, %) , zachmurzenie (N) i opady (O_p mm) oraz liczby dni z: opadem (L_o), mgłą (L_m) i burzą (L_b) na stacjach meteorologicznych; B-Bielany, O- Okęcie, Δ – różnica między Bielaniem a Okęciem (1956-1990)

m-c	f			N		O _p		L _o		L _m		L _b	
	B	O	Δ	B	O	B	O	B	O	B	O	B	O
I	84	85	-1	8,2	8,0	29,3	25,0	15	14	3	5	0	0
II	83	85	-2	7,8	7,2	31,2	27,4	15	14	4	6	0	0
III	74	77	-3	6,6	6,2	20,0	19,7	9	9	2	3	0	0
IV	-	73	-	6,7	6,2	32,5	32,3	10	11	2	3	1	2
V	66	68	-2	6,3	6,1	35,0	40,0	10	11	1	1	3	5
VI	67	70	-3	6,3	6,0	62,4	59,5	11	11	0	1	5	7
VII	72	73	-1	6,5	6,2	86,2	78,9	14	14	1	1	6	7
VIII	73	74	-1	6,0	5,6	45,7	46,6	11	12	0	1	4	5
IX	77	77	0	5,8	5,5	41,0	40,7	11	12	2	3	1	2
X	81	82	-1	6,6	6,3	28,3	31,2	11	11	4	6	0	0
XI	85	87	-2	8,0	8,0	29,6	31,0	12	13	4	8	0	0
XII	87	88	-1	8,3	8,0	42,0	37,2	14	15	4	7	0	0
Śr.	-	78	-	6,9	6,6	484,5	469,6	145	147	26	44	21	28

Tabela 5a. Częstość występowania chmur niskich w przedziałach 00-09 , przedziałach prędkości wiatru 0-21 m w poszczególnych kierunkach dla ff w węzłach i h_sh_s w m. przy N ≥ 4/8

dd	0 – 6			7 – 10			11 – 16			17 – 21		
	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09
000	245	169	216									
022,5	2	11	31	1	34	33		8	27			2
045	18	70	64	1	48	45		14	42			5
067,5	21	78	52	4	63	99		21	60			5
090	33	84	83	3	43	72	2	15	41	5	3	23
112,5	25	71	98	9	30	99	3	41	111		1	47
135	51	51	74	4	62	64	2	19	51			7
157,5	29	66	42	7	34	34	2	9	26			
180	17	40	71	1	7	17		5	7			2
202,5	9	21	73	2	14	25		3	25		1	8
225	7	41	61	4	18	63	4	14	90	3	6	28
247,5	9	43	87	9	46	110	5	87	146		9	82
270	30	127	134	48	152	198	12	132	241		15	76
292,5	47	87	111	24	88	161	6	52	118		4	10
315	14	61	65	8	60	108	6	39	92		4	20
337,5	2	25	55	1	37	60		15	48		5	9
360	4	26	48	4	62	61		24	44			3
	563	1071	1365	130	798	1249	42	498	1169	8	48	327

Tabela 5b. Częstość występowania chmur niskich w przedziałach 00-09 ,w przedziałów prędkości wiatru od 22 do > 40 m)w poszczególnych kierunkach dla ff w węzłach i h_h, w m. przy N ≥ 4/8

dd	22-27			28-33			34-40			> 40			Σ		
	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09	00-01	02-04	05-09
000													245	169	216
022,5													3	53	93
045													19	132	156
067,5			2										25	162	218
090		1	5										43	146	224
112,5			10			5							37	143	370
135													57	132	196
157,5													38	109	102
180													18	52	97
202,5			1			2							11	39	134
225			1			1							18	79	244
247,5			11			15			1				23	185	452
270		1	21		1	2							90	428	672
292,5		1	6			3							77	232	409
315			4										28	164	289
337,5			4										3	82	176
360			1										8	112	157
Σ		3	66		1	28			1				743	2419	4205

Tabela 6a. Częstość widzialności poziomej w przedziałach 00-23 – w przedziałach prędkości wiatru (0-27) w poszczególnych kierunkach dla ff w węzłach i hshs w m. przy N ≥ 4/8.(1956-1960)

dd/ff	0 -6			7-10			11-16			17-21			22-27		
	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23
000	279	102	483												
022,5	2	2	11		1	14		1	11			2			
045	7	2	62			23			14			8			
067,5	15	6	58	4	1	22			14			6			2
090	12	13	61	2		13	2		6			2		2	2
112,5	15	11	50	2	5	6	2	1	7		1	17			5
135	38	16	44	3	6	37		1	9						
157,5	18	7	80	2	3	20		1	13						
180	19	13	71		3	5			3						
202,5	3	11	45	2		10			4			6			
225	5	6	54	2	2	14			14		2				
247,5	8	5	35		8	27	1	11	42			14			1
270	27	15	97	13	31	89		9	88		1	23			2
292,5	28	13	80	1	5	52		4	20	1		4			1
315	7	7	29	2	3	24		3	17			2			2
337,5	1	6	13			18			6			4			5
360	1	3	19		1	38			19						1
Σ	485	238	1292	33	69	412	5	31	287	1	4	88		2	21

Tabela 6b. Częstość widzialności poziomej w przedziałach 00-23 – w przedziałach prędkości wiatru (0-27) w poszczególnych kierunkach dla ff w węzłach i hshs w m. przy N ≥ 4/8.(1956-1960)

dd/ff	28 – 33			34 – 40			> 40			Σ		
	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23	00-03	04-07	08-23
000										279	102	483
022,5										2	4	38
045										7	2	107
067,5										19	7	102
090										16	15	84
112,5			3							19	18	88
135										41	23	90
157,5										20	11	113
180										19	16	79
202,5			1			1				5	11	67
225			1							7	10	83
247,5			3							9	24	122
270			1							40	56	300
292,5	1		1							31	22	158
315										9	13	74
337,5										1	6	41
360										1	4	77
Σ	1		10			1				525	344	2111

Tabela 7. Częstość (%) występowania średniej dobowej temperatury w przedziałach co 5°C z obserwacji wykonywanych co 1 godz. dla roku i półroczy.

°C	Rok	P. zimne	P. letnie
-25 do -21	2	2	-
-20 do -16	9	9	-
-15 do -11	24	24	-
-10 do -6	60	60	-
-5 do -0	293	288	5
1 do 5	385	318	67
6 do 10	309	178	131
11 do 15	351	35	316
16 do 20	321	1	320
21 do 25	74	-	74
26 do 30	2	-	2
Suma dni	1830	915	915

Tabela 8a. Częstość występowania poszczególnych odległości widzenia przy równoczesnym występowaniu chmur o podstawie na różnych wysokościach ($N_s \geq 5/8$)

Wg klucza		00	01	02	03	04	05	05-07
v	Widzialność, m	< 30	30	60	90	120	150	150-210
00	< 100	44						
01	100	108	1				1	
02	200	157	7	1	1	1		
03	300	63	28	10	1			
04	400	51	36	4	1	2		2
05	500	27	27	13	3	1		1
05-07	500-700	17	36	20	3	5	1	1
07-09	700-900	15	50	40	5	7		1
09-11	900-1100	1	23	33	6	6	3	5
11-15	1100-1500		59	149	69	33	17	35
15-23	1500-2300	2	32	192	170	141	81	90
23-39	2300-3900		21	210	304	365	234	301
39 >	3900 >		4	39	171	436	472	1346
Σ		485	324	711	734	997	809	1782

Tabela 8b. Częstość występowania poszczególnych odległości widzenia przy równoczesnym występowaniu chmur o podstawie na różnych wysokościach ($N_s \geq 5/8$)

Wg klucza		07-09	09-14	14-29	29-40	40-58	*	Σ
v	Widzialność, m	210-270	270-20	420-870	870-1200	1200-2400		
00	< 100						10	54
01	100		1				25	136
02	200			3			44	214
03	300		1		2		33	138
04	400						16	112
05	500		1		1		14	88
05-07	500-700	1	3	4	1		27	119
07-09	700-900	1	4	2	1		35	161
09-11	900-1100	6	10	3	3	1	17	117
11-15	1100-1500	2	33	32	11	2	91	551
15-23	1500-2300	78	89	111	57	13	247	1303
23-39	2300-3900	203	198	316	126	60	606	2944
39 >	3900 >	1006	2542	5644	3938	1696	20617	37911
Σ		1315	2882	6115	4140	1772	21782	43848

Tabela 9a. Liczba przypadków jednoczesnego występowania określonej widzialności przy określonej wysokości podstawy chmur pokrywających więcej niż 4/8 nieba (> 4/8)

	Wg klucza	00	01	02	03	04	05	05-07
v	Widzialność, m	< 30	30	60	90	120	150	150-210
00	< 100	44						
01	100	103	1				1	
02	200	146	7	1	1			
03	300	51	26	10	1			
04	400	45	35	4	1	2		1
05	500	27	22	13	1	1		1
05-07	500-700	15	35	17	3	3	1	
07-09	700-900	13	48	31	3	4		1
09-11	900-1100		20	29	6	6	3	5
11-15	1100-1500		54	141	60	20	17	31
15-23	1500-2300		32	167	152	118	75	88
23-39	2300-3900		19	191	267	293	183	253
39 <	3900 <		4	32	120	285	298	899
		444	303	636	615	732	578	1279

Tabela 9b. Liczba przypadków jednoczesnego występowania określonej widzialności przy określonej wysokości podstawy chmur pokrywających więcej niż 4/8 nieba (> 4/8).

	Wg klucza	07-09	09-14	14-29	29-40	40-58	*	Σ
v	Widzialność, m	210-270	270-20	420-870	870-1200	1200-2400		
00	< 100						10	54
01	100						21	126
02	200			3			36	194
03	300		1		1		29	119
04	400						7	95
05	500		1				11	77
05-07	500-700	1	3	3	1		19	101
07-09	700-900	1	4	2	1		23	131
09-11	900-1100	5	9	3	3	1	14	107
11-15	1100-1500	19	31	30	7	1	83	494
15-23	1500-2300	74	82	102	49	11	209	1159
23-39	2300-3900	183	182	277	101	53	502	2504
39 <	>3900	693	1563	2900	1413	669	7584	16730
	Σ	976	1876	3320	1576	735	8818	21888

Tabela 10a. Liczba przypadków jednoczesnego występowania określonej widzialności przy określonej wysokości podstawy chmur pokrywających więcej niż 4/8 nieba (> 4/8)

	Wg klucza	00	01	02	03	04	05	05-07
v	Widzialność, m	< 30	30	60	90	120	150	150-210
00	< 100							
01	100	5						
02	200	11				1		
03	300	12	2					
04	400	6	1					1
05	500		5		2			
05-07	500-700	2	1	3		2		1
07-09	700-900	2	2	9	2	3		
09-11	900-1100	1	3	4				
11-15	1100-1500		5	8	9	13		4
15-23	1500-2300	2		25	18	23	6	2
23-39	2300-3900		2	19	37	72	51	48
>39	>3900			7	51	151	174	447
Σ		41	21	75	119	265	231	503

Tabela 10b. Liczba przypadków jednoczesnego występowania określonej widzialności przy określonej wysokości podstawy chmur pokrywających więcej niż 4/8 nieba (> 4/8)

	Wg klucza	07-09	09-14	14-29	29-40	40-58	*	Σ
v	Widzialność, m	210-270	270-20	420-870	870-1200	1200-2400		
00	< 100							
01	100		1				4	10
02	200						8	20
03	300				1		4	19
04	400						9	17
05	500				1		3	11
05-07	500-700			1			8	18
07-09	700-900						12	30
09-11	900-1100	1	1				3	13
11-15	1100-1500	1	2	2	4	1	8	57
15-23	1500-2300	4	7	9	8	2	38	144
23-39	2300-3900	20	16	39	25	7	104	440
>39<	>3900	313	979	2744	2525	1027	12763	21181
Σ		1339	1006	2795	2564	1037	12964	21960

Tabela 11. Częstość występowania podstawy chmur w czterech porach doby w środkowych miesiącach: zimy, wiosny, lata i jesieni, gdy zachmurzenie $\geq 5/8$

	< 30	30	60	90	120	150	150-210	210-270	270-420	420-870	870-1200	1200-2400	N=0	Σ
Styczeń														
01-06	29	12	33	39	31	20	50	50	97	148	96	48	277	930
07-12	18	21	29	23	54	54	78	45	125	127	68	12	276	930
13-18	3	7	29	26	34	36	67	35	127	132	59	29	346	930
19-24	19	6	28	28	55	26	61	36	102	170	56	25	318	930
Kwiecień														
01-06	5	-	7	9	18	5	53	19	73	112	81	64	464	900
07-12	3	-	6	1	19	14	25	27	91	195	91	15	413	900
13-18	3	-	-	-	7	9	10	13	50	230	184	13	384	900
19-24	-	-	1	2	7	7	29	10	38	123	122	65	496	900
Lipiec														
01-06	6	4	8	8	19	25	42	27	36	46	106	49	554	930
07-12	-	1	1	9	7	17	25	28	74	175	85	14	494	930
13-18	-	-	1	6	2	8	12	10	50	163	117	29	532	930
19-24	-	-	-	1	9	7	30	20	23	75	134	40	591	930
Październik														
01-06	27	2	21	25	23	18	30	25	32	103	97	35	492	930
07-12	13	8	13	33	21	31	31	30	65	142	52	38	453	920
13-18	-	4	4	15	10	16	42	22	55	153	81	29	499	930
19-24	5	4	16	9	20	15	25	26	41	133	72	43	521	930

Tabela 12. Częstość występowania mgieł (widzialność pozioma do 1000 m) w ciągu doby w przedziałach 1-godzinowych dla roku i półroczy

GMT	Rok	Półrocze zimowe (I, II, III, X, XI, XII)	Półrocze letnie (IV, V, VI, VII, VIII, IX)
01	56	50	6
02	74	64	10
03	76	56	20
04	88	60	28
05	77	58	19
06	72	57	15
07	63	56	7
08	55	54	1
09	42	42	-
10	24	24	-
11	17	17	-
12	11	11	-
13	10	10	-
14	12	12	-
15	12	12	-
16	18	18	-
17	21	21	-
18	19	19	-
19	21	21	1
20	26	25	1
21	27	26	1
22	25	25	-
23	37	26	1
24	47	44	3
Suma	930	818	112

Tabela 13. Częstość występowania mgieł (widzialność pozioma do 1000 m) w ciągu doby w przedziałach 1-godzinowych dla poszczególnych miesięcy.

GMT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
01	7	8	3	1	-	1	1	-	3	11	12	9
02	9	8	5	1	-	2	3	1	3	17	14	11
03	6	9	3	3	-	3	6	4	4	15	13	10
04	9	10	5	5	-	4	5	4	10	12	13	11
05	7	7	4	3	1	3	1	1	9	12	13	15
06	7	9	4	4	1	2	1	1	4	12	13	12
07	8	8	3	4	-	1	-	-	2	10	13	14
08	10	8	4	-	-	-	-	-	1	6	14	12
09	9	6	2	-	-	-	-	-	-	3	10	12
10	5	4	3	-	-	-	-	-	-	-	6	6
11	4	2	3	-	-	-	-	-	-	-	4	4
12	1	2	1	-	-	-	-	-	-	-	2	5
13	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	2	6
14	1	1	-	-	-	-	-	-	-	1	3	6
15	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	3	8
16	1	4	1	-	-	-	-	-	-	1	3	8
17	3	5	2	-	-	-	-	-	-	-	2	9
18	3	4	2	-	-	-	-	-	-	-	2	8
19	3	3	2	-	-	-	-	-	-	1	4	8
20	3	5	3	-	-	-	-	-	1	2	6	6
21	2	6	2	-	-	-	-	-	1	2	10	6
22	2	5	2	-	-	-	-	-	-	2	7	7
23	7	7	3	-	-	-	-	-	1	3	9	7
24	6	7	4	-	-	-	1	1	1	7	13	7
Suma	113	131	61	22	2	16	18	12	42	117	189	207

Tabela 14. Warunki lotniczo – meteorologiczne, kiedy $h \leq 90$ m, $v \leq 500$ m, $N_s \geq 5/8$ – minimalne warunki do lądowania (wg Cz. Szczecińskiego). Lata 1955-1958 dla Lotniska Warszawa-Okęcie

Rok	Suma obserwacji	Pora doby								Sumy	
		01 - 06	07 - 12	13 - 18	19 - 24						
1955	4130	1012	54	1086	25	1077	13	928	18	4130	110
1956	4536	1141	39	1214	13	1187	3	994	12	4536	67
1957	4795	1120	29	1385	17	1254	-	1036	5	4795	51
1958	4778	1189	66	1306	37	1147	15	1136	33	4778	151
Okres	18212	4462	188	4991	92	4665	31	4094	68	18212	379
Dni w roku		12		6		2		4			24

Tabela 15. Warunki lotniczo-meteorologiczne, kiedy $h \leq 90$ m, $v \leq 500$ m, $N_s \geq 5/8$ – minimalne warunki do lądowania (wg Cz. Szczecińskiego). Lata 1957-1958 dla Bielan.

Rok	Pora doby								Sumy	
	01 - 06	07 - 12	13 - 18	19 - 24						
1957-1958	2190	92	2190	76	2190	40	2190	56	8760	264
Dni w roku	12		10		5		7			34

6. 2. Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa - Okęcie

Autor: Karolina BŁASIAK

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Z pracy **K. Błasiak (2007)** p.t. *Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie* po przeprowadzonej weryfikacji metod badań wynika, że hydrostatyczny model mezoskalowy UMPL można wykorzystywać do formułowania wiarygodnych prognoz pojawienia się mgły na lotnisku Warszawa-Okęcie. Świadczy o tym bardzo wysoki odsetek trafnie przewidzianych wystąpień rozpatrywanego zjawiska w prognozie bieżącej i z wyprzedzeniem na 12 godzin. Stwierdzono jednak znaczną nadprognozę mgły. Może to być związane z nieodpowiednią parametryzacją zjawiska. Z drugiej strony, wartości obserwowane w punkcie porównano z wartościami uzyskanymi z modelu, które stanowią w najlepszym przypadku wartość średnią z kwadratu siatki. W sytuacji, gdy mgła nie pokrywa całego oczka siatki, jej wystąpienie w oknie siatki będzie częstsze niż na pojedynczej stacji.

Zastosowana metoda weryfikacji prognoz mgieł (zarówno bieżącej, jak z wyprzedzeniem) wydaje się właściwa. Wskaźniki dobrze pokazują pogarszanie się jakości prognozy w miarę oddalania od terminu początkowego.

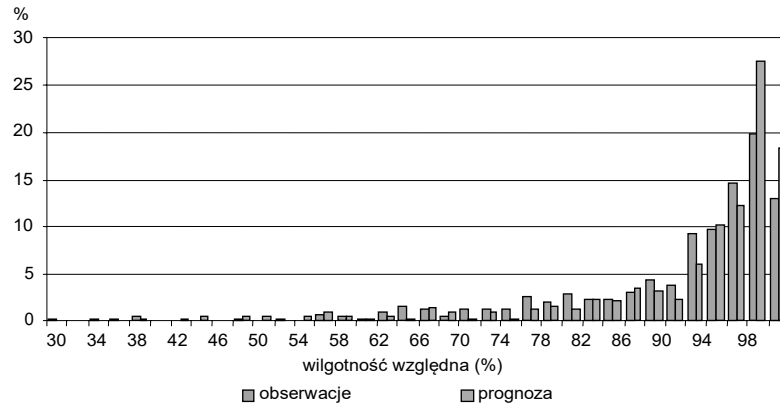
Ocena sprawdzalności prognozy na podstawie wyników obserwacji zapewnia większą niezależność od procesu asymilacji, której podlegają wszystkie dane obserwacyjne zawarte w 5-godzinym przedziale czasowym wokół terminu analizy. Pojawia się wówczas jednak problem związany z jakością obserwacji i z różnym stopniem dokładności wartości elementów meteorologicznych zapisywanych w dzienniku synoptycznym i otrzymywanych w wyniku numerycznego prognozowania. Na pogorszenie wiarygodności prognozy dodatkowo może wpływać interpolacja danych prognostycznych do jednego punktu siatki modelu.

Właściwa prognoza mgły zależy od trafnej prognozy widzialności, a ta od prognozy wilgotności względnej i zawartości aerozolu. Prognoza mgły jako pochodnego elementu na podstawie parametrów bezpośrednio wyliczonych z modelu może być zatem znacznie mniej wiarygodna niż wielkości bezpośrednio obliczonych.

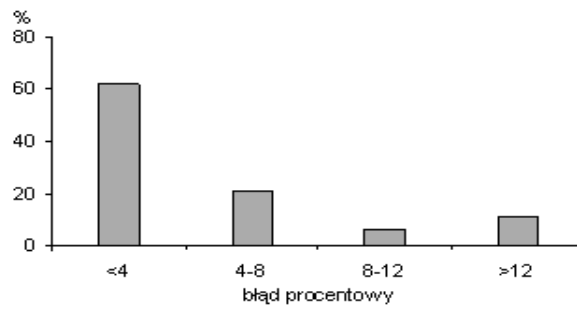
Należy pamiętać, że pomimo rozwoju numerycznych metod prognozowania i modelowania stanu atmosfery, prognozowanie wystąpienia, intensywności i ewolucji mgieł jest nadal trudnym zadaniem, bowiem mgła jest zjawiskiem charakteryzującym się dużą zmiennością w czasie i w przestrzeni, zależnym od rodzaju i stanu podłoża. Na powstawanie mgły mają wpływ procesy o skali mniejszej niż rozdzielczość siatki modelu. Przeprowadzona w niniejszej pracy analiza dotyczyła jednej stacji i stosunkowo niewielkiej liczby danych. Występowanie mgieł i czas ich utrzymywania się są ściśle uzależnione od położenia lotniska, a szczególnie od fizjografii terenu. Swoisty wpływ na kształtowanie się warunków pogodowych może wywierać również bliskość miasta. Na razie rozdzielczość dostępnych modeli nie pozwala uwzględnić w dostateczny sposób tych wszystkich elementów.

¹ Publikacja powstała na podstawie pracy magisterskiej Karoliny Błasiak pt. *Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie* (2007) (opiekun naukowy: Bożena Kicińsk

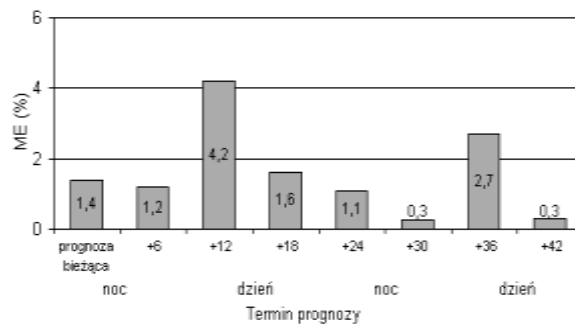
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-7 , tab. 1- 2)



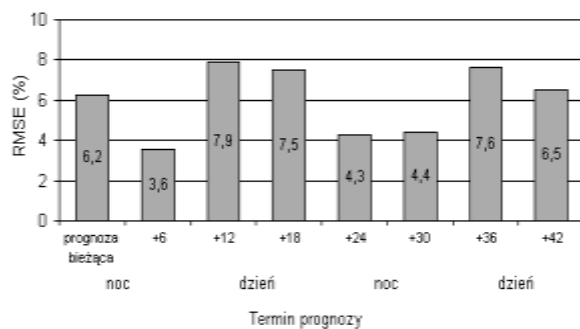
Rys. 1. Wilgotność względna zmierzona na lotnisku Warszawa-Okęcie i prognozowana z wykorzystaniem modelu UMPL w dniach z mgłą oraz jeden dzień przed i jeden dzień po jej wystąpieniu



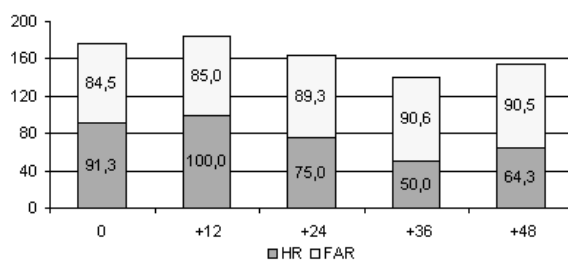
Rys. 2. Wartości błędów procentowych między obserwowanymi i prognozowanymi wartościami wilgotności względnej



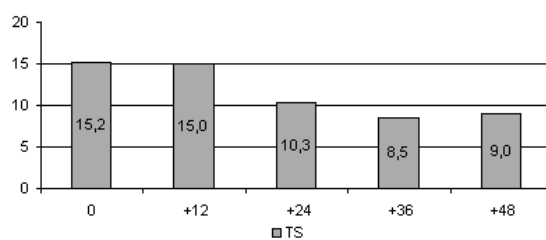
Rys. 3. Błąd średni (ME) oceny wilgotności względnej na lotnisku Warszawa-Okęcie w dniach z mgłą oraz w dniach bezpośrednio poprzedzających jej wystąpienie w okresie wrzesień 1999 – sierpień 2000



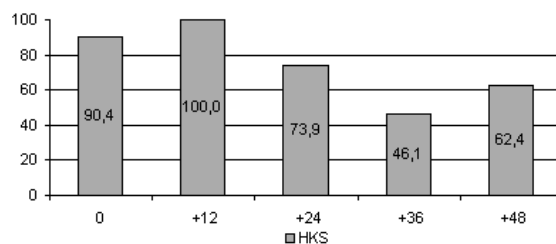
Ry s . 4 . Wartości RMSE wilgotności względnej w dniach z mgłą oraz w dniach bezpośrednio poprzedzających jej wystąpienie w okresie wrzesień 1999 – sierpień 2000



Ry s . 5 . Wskaźnik trafień i fałszywego alarmu prognozy bieżącej i z wyprzedzeniem w przedziałach 12-godzinnych przy danych początkowych z godziny 00 UTC



Ry s . 6 . Krytyczny wskaźnik sukcesu prognozy bieżącej i z wyprzedzeniem w przedziałach 12-godzinnych przy danych początkowych z godziny 00 UTC



Ry s . 7 . Wskaźnik Hanssena-Kuipera w odniesieniu do prognozy bieżącej i z wyprzedzeniem w przedziałach 12-godzinnych przy danych początkowych z godziny 00 UTC

Tabela 1. Kryteria oceny prognozy wilgotności względnej

Wielkość błędu d (%)	Sprawdzalność
$d < 4$	bardzo dobra
$4 < d < 8$	dobra
$8 < d < 12$	dostateczna
$d > 12$	niedostateczna

Tabela 2. Weryfikacja prognoz mgły

		Zjawisko obserwowane	
		brak mgły	mgła
Zjawisko prognozowane	brak mgły	a	b
	mgła	c	d

6.3. Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970

Autor: Magdalena SZULC-BOMBA

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

W pracy **M. Szulc-Bomba (1991)** p.t. *Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970* oceniono warunki odczuwalne panujących na terenach pozamiejskich, reprezentowanych przez stację Warszawa-Okęcie, opracowane na podstawie kompleksowego wskaźnika biometeorologicznego tj. temperatury efektywnej (TE), zdefiniowanej wzorem Missenarda. Umożliwiło to ocenę komfortu termicznego, w rozumieniu bioklimatologii, ponieważ ten wskaźnik klimatu odczuwalnego, uwzględnia oddziaływanie na organizm ludzki trzech elementów meteorologicznych: temperatury powietrza, wilgotności i prędkości wiatru. W latach 1966-1970 największe średnie wartości wskaźnika TE były w lipcu 1967 r., który to rok jednocześnie został uznany za najbardziej „komfortowy” w badanym okresie. Najmniejsza wartość temperatury efektywnej wystąpiła w grudniu 1969 r., a innych latach - w styczniu. Zdecydowanie najwyższa temperatura efektywna pojawiała się w terminie południowym, o godz. 13⁰⁰, a natomiast najniższa – w godzinach rannych. Przebiegi roczne wartości wskaźnika TE były osobliwymi cechami.

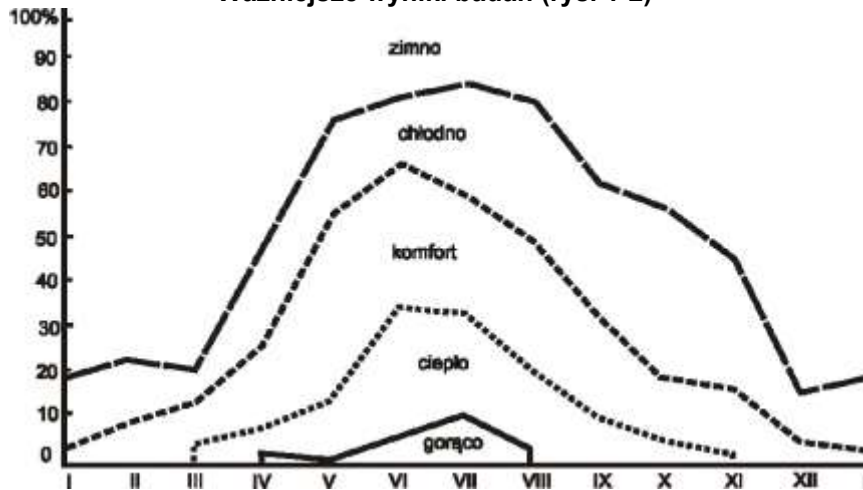
Jest to obszar o dość niskiej temperaturze efektywnej, szczególnie zimą, wskazującej długotrwałe okresy z silnym przechłodzeniem organizmu człowieka. Jest to przyczyną dość dużego udziału warunków dyskomfortowych z powodu przechłodzenia, a jednocześnie zmniejszenia warunków „ciepła” i „gorąca”, także niekorzystnych dla człowieka. Zaledwie 19% średni pięcioletni udział warunków komfortu (przez cały rok) uznać należy za nieduży i jest to kolejną negatywną cechą bioklimatu peryferyjnej dzielnicy Warszawy-Okęcia. Charakterystyczne warunki zimna, utrzymywały się z różnym „natężeniem” przez cały rok, z największą częstością w porze zimowej (niekiedy wszystkie dni miesiąca należały do „zimnych”), a najmniejszą w okresie letnim.

Specyfiką badanej stacji meteorologicznej Warszawa-Okęcie, był niewielki udział stanów dyskomfortowych z powodu przegrzania. „Ciepło” utrzymywało się w miesiącach lata, niekiedy w pojedynczych w czasie wiosny i jesieni, a „gorąco” tylko w lecie i nie zawsze we wszystkich jego miesiącach. Zmienność warunków odczucia termicznego, na peryferiach od Warszawy od strony południowo-zachodniej, była niewielka,

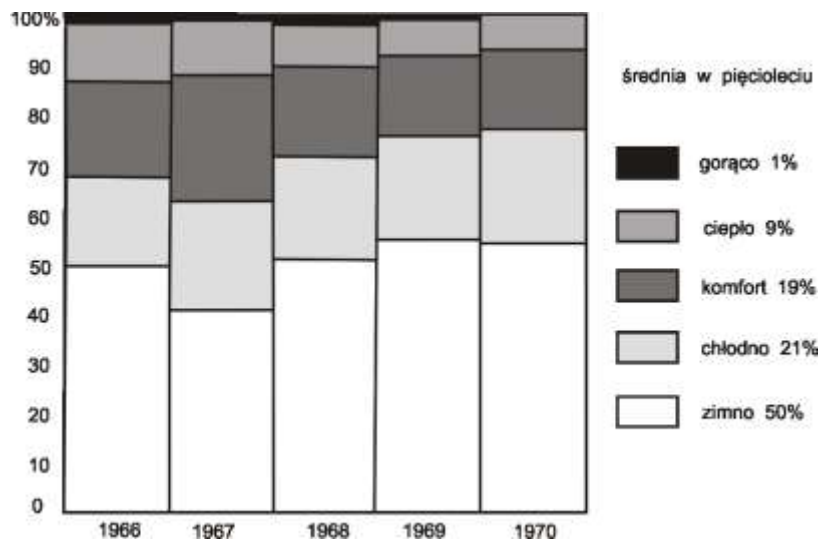
gdyż zaledwie 7,2% dni pięciolecia charakteryzowało się gwałtownymi zmianami temperatury efektywnej z dnia na dzień, a aż 92,8% dni stanowiły niewielkie wahania wskaźnika *TE*, w obrębie podobnych czy „sąsiednich” warunków odczuwalnych.

Bioklimat śródmieścia Warszawy jest bardziej korzystny dla człowieka ze względu na: wyższą temperaturę efektywną w zimie, duży udział zmian małobodźcowych, mniejszą częstość warunków zimna, przy niezbyt dużym wzroście udziału stanów ciepła i gorąca, nieco częstsze występowanie komfortu termicznego i zmniejszenie czasu trwania okresów zimnych. Zdecydowanie na niekorzyść miasta świadczy duże zanieczyszczenie powietrza i hałas.

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-2)



Rys. 1. Częstość warunków odczuwalnych – średnia z lat 1966-1970



Rys. 2. Częstość warunków odczuwalnych w latach 1966-1970

6. 4. Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy (2011)

Autor: Grzegorz WIKTORSKI

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Klimat akustyczny lotniska Okęcie i jego otoczenia

Praca **G. Wiktorskiego (2011)** p.t. *Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy* dotyczy problematyki hałasu lotniczego. Problematyka hałasu lotniczego jest stosunkowo młodą i stale rozwijającą się dziedziną w ochronie środowiska. Choć na świecie naukowcy prowadzą intensywne badania i publikują coraz to nowsze opracowania w Polsce widać niewielkie zainteresowanie tym tematem. Port Lotniczy im. Fryderyka Chopina na warszawskim Okęciu jest przykładem dynamicznie rozwijającego się lotniska, zlokalizowanego w bliskim sąsiedztwie zabudowy mieszkaniowej. Wraz ze wzrostem natężenia ruchu lotniczego zwiększa się natężenie hałasu na pobliskich obszarach, co przedkłada się na problemy zdrowotne mieszkających tam ludzi. Przedstawiono aktualny stan klimatu akustycznego wokół lotniska wykorzystując dane ciągłych pomiarów hałasu (dostępnych w zasobach Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska) z lat 2007-2010 oraz analizując aktualne mapy akustyczne okolic portu lotniczego.

W pierwszej części opracowania badany był średni miesięczny równoważny poziom dźwięku w ciągu dnia i nocy w okresie luty 2007 r. – czerwiec 2010 r. Dłuższa analiza pozwoliła wykazać, że ustanowione prawnie progi akustyczne są nadal przekraczane, co szczególnie widać w wynikach pomiarów w punkcie „Załuski” (południowo-zachodnia część Warszawy). W tym jednym miejscu poziom hałasu w ciągu dnia i nocy wykroczył poza wartości dopuszczalne średnio o 7 dB.

Drugim wyjątkowym przypadkiem był stan akustyczny na terenie szpitala onkologicznego (punkt „Onkologia”) na południo-wschód od lotniska. Według rozporządzeń ministerialnych wartości dopuszczalne na tego typu terenach są niższe niż w strefach mieszkalnych. Choć przekroczeń było niewiele, bo tylko w 4 miesiącach okresu badawczego, należy zwrócić uwagę na wysokie natężenie hałasu w porze nocnej. W pozostałych punktach pomiarowych przekroczenia nie były aż tak drastyczne i w większości miesięcy okresu pomiarowego poziom hałasu zawierał się w dopuszczalnych normach. Syntetyczne ujęcie problemu hałasu w długim okresie pomiarowym nie wykazało zauważalnego wzrostu natężeń hałasu względem miesięcznej sumy przeprowadzanych operacji lotniczych. Główną częścią analityczną niniejszego opracowania stanowiły pomiary równoważnego poziomu dźwięku w porze dnia i nocy z poszczególnych dni okresu czerwiec 2009 r. – czerwiec 2010 r. Korzystając z tych samych danych wykazano jak natężenie ruchu lotniczego mogło wpływać na przestrzenny układ stref hałasowych w odniesieniu do warunków wiatrowych w poszczególnych miesiącach roku.

Dokonując podziału na klasy hałasu prześledzono zarejestrowane przeloty nad wybranymi punktami pomiarowymi, uwzględniając rodzaj wykonywanych operacji i wykorzystywaną w danym momencie drogę startową. Zgodnie ze stosowanymi zasadami doboru pasa aktywnego uwzględniającymi dominujący kierunek wiatru wykazano, że największe obciążenie hałasem obejmowało tereny stacji „Załuski” (hałasem przekraczającym 75 dB) oraz „Mysiadło” (hałasem zawierającym się w przedziale

70-75 dB). W zależności od panujących sezonowo kierunków wiatru zmieniał się zasięg stref podwyższonego hałasu: w okresie późnojesiennym oraz zimowym hałas stawał się najbardziej uciążliwy na obszarach południowo-zachodnich, wraz z przewagą wiatru z tego kierunku. W odróżnieniu od badań dotyczących miesięcy, dobowe pomiary wykazały faktyczną zależność obciążenia akustycznego od liczby i rodzaju przeprowadzonych operacji lotniczych. Startujące maszyny, ze względu na strome wznoszenie, oddziaływały na mniejszych obszarach niż samoloty podchodzące do lądowania. Przy lądowaniu droga podejścia zazwyczaj jest długa i o małym kącie nachylenia do płaszczyzny lotniska – przez to zwiększa się również zasięg oddziaływania akustycznego, co tłumaczy charakterystyczne wydłużenie stref podwyższonego hałasu w kierunku południo-wschodnim.

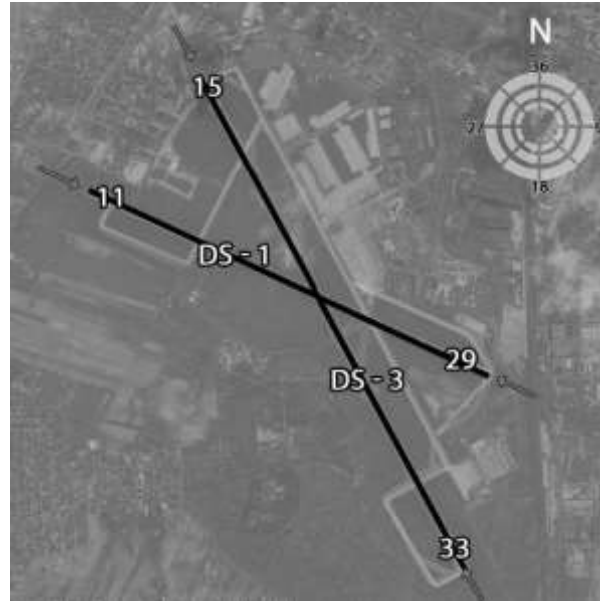
Uzupełnieniem wykonanego opracowania stanowiła analiza map akustycznych okolic portu lotniczego. Prześledzono charakterystykę układu urbanistycznego terenów narażonych bezpośrednio na podwyższony hałas lotniczy, uwzględniając obowiązujące normy prawne. Sprawdzone zostało egzekwowanie zakazów panujących w obszarach ograniczonego użytkowania. Niestety, w strefach wyraźnych przekroczeń poziomów hałasu znajdowały się zarówno budynki mieszkaniowe, jak i objęte szczególną ochroną tereny szkolne, przedszkolne oraz służby zdrowia.

Opracowanie map akustycznych pozwoliło wykazać, że najbardziej narażeni na hałas lotniczy są mieszkańcy dzielnicy Ursus oraz gminy Piaseczno. Wyniki przeprowadzonych wcześniej analiz na podstawie map akustycznych wykazały, że największa uciążliwość hałasu występuje w porze nocnej, kiedy pomimo mniejszego natężenia ruchu lotniczego nadal są przekraczane dopuszczalne normy. Ochrona przed hałasem obszarów okołolotniskowych jest wyraźnie utrudniona przez niedostatecznie sprecyzowane przepisy budowlane i nieuzasadnione wydawanie pozwoleń na wznoszenie budynków mieszkalnych na obszarach, gdzie hałas przekracza poziomy normatywny.

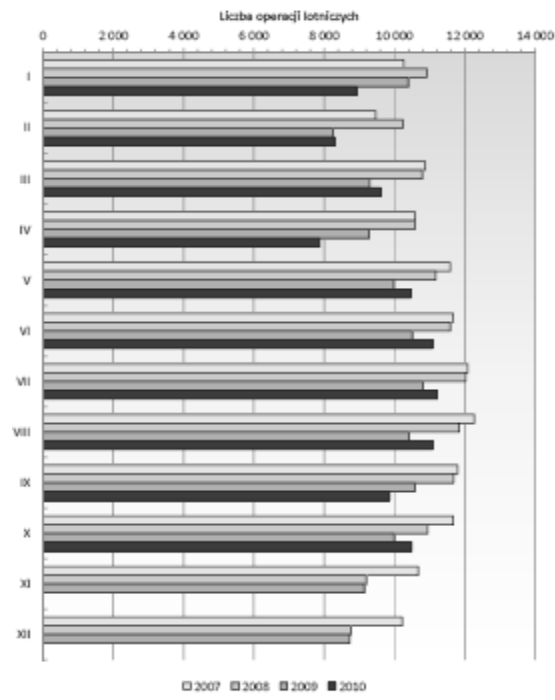
Żeby potwierdzić reprezentatywność wykonanego opracowania konieczne są dalsze badania. Ciągła analiza równoważnego poziomu dźwięku w porze dnia i nocy w odniesieniu do jednej doby z uwzględnieniem warunków wiatrowych pomoże wykazać kierunek zmian przestrzennych stref podwyższonego hałasu. Ponadto próba scharakteryzowania zmian urbanistycznych okolicznych terenów z uwzględnieniem rozwoju lotniska pomogłaby wskazać przypuszczalne błędy planistyczne oraz pozwoliłaby na przedstawienie prognozy zaludnienia terenów zagrożonych względem rozrastających się stref podwyższonego hałasu.

Pomimo wszelkich starań zarządzającego portem, walka z hałasem lotniczym jest bardzo żmudnym procesem, wymagającym nie tylko zmian na samym lotnisku, ale również konsekwentności planistów w wytyczaniu obszarów pod budowę mieszkaniową wokół Okęcia. Stały monitoring hałasu okolicznych obszarów pozwala na śledzenie ciągłych zmian w klimacie akustycznym, co znacząco ułatwia podejmowanie działań zapobiegawczych. Być może konieczne będą zmiany prawne, umożliwiające dalszy rozrost lotniska, bądź jego odciążenie przez inne porty (stąd wielkie nadzieje w nowobudowanym lotnisku Warszawa-Modlin). Bez względu na realizowany scenariusz, hałas lotniczy nadal stanowi uciążliwy problem dla mieszkańców okolic Portu Lotniczego im. Fryderyka Chopina w Warszawie.

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-14, tab. 1-2)



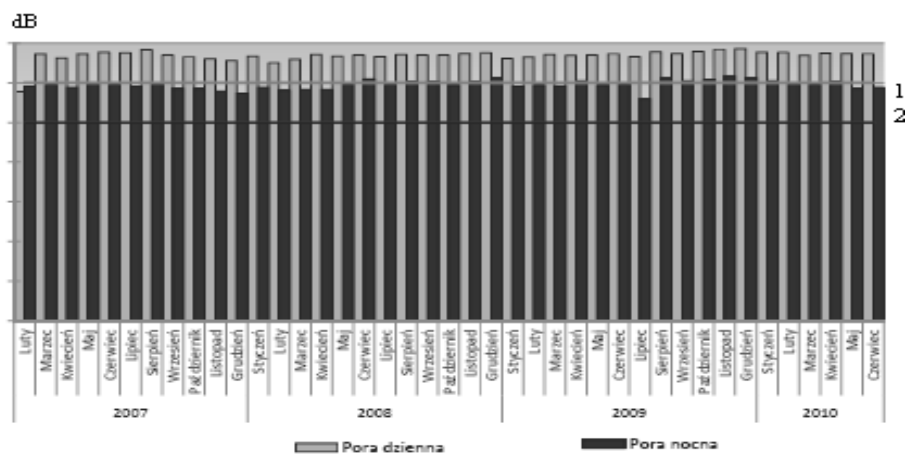
Rys. 1. Kierunki dróg startowych w układzie azymutów magnetycznych na Okęcie



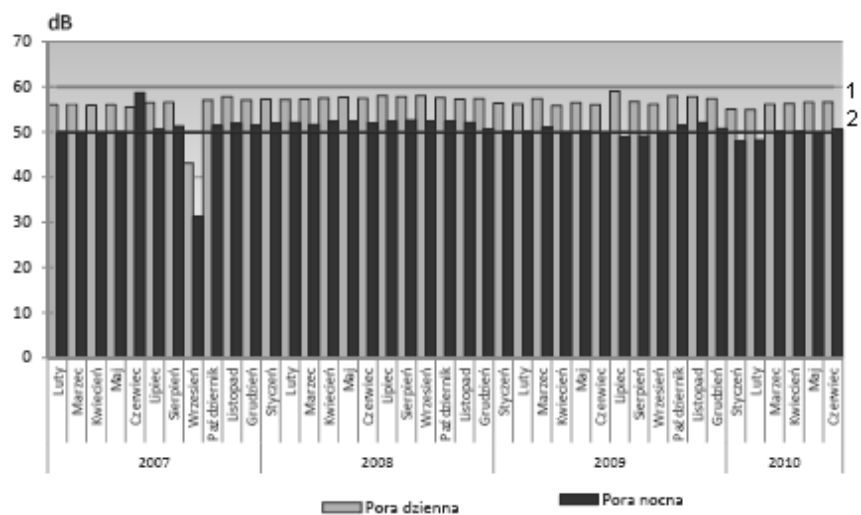
Rys. 2. Miesięczne sumy pasażerskich operacje lotnicze w latach 2007-2010, Lotnisko im. Fryderyka Chopina. Warszawa Źródło: opracowanie własne



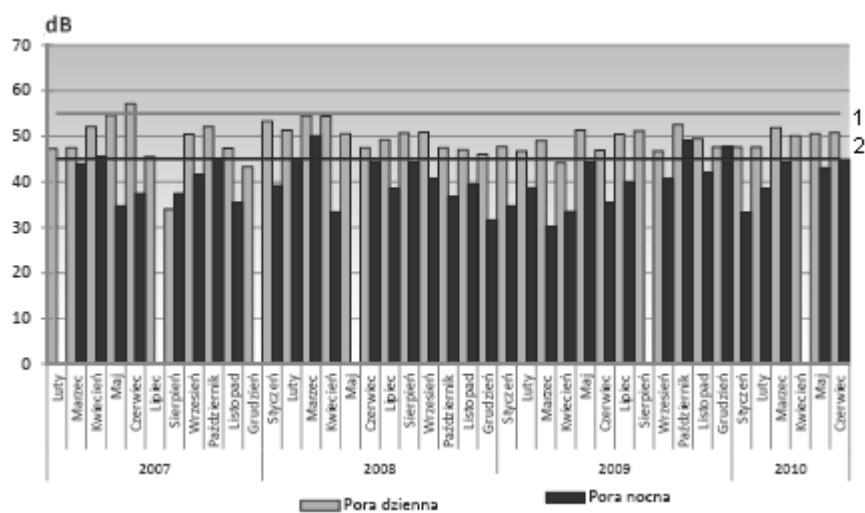
Rys. 3. Obszar ograniczonego użytkowania oraz strefa ograniczonej zabudowy mieszkaniowej (Strefa „M”). Źródło: opracowanie Mapa akustyczna terenów, na których występuje oddziaływanie hałasu powodowanego eksploatacją Lotniska Chopina



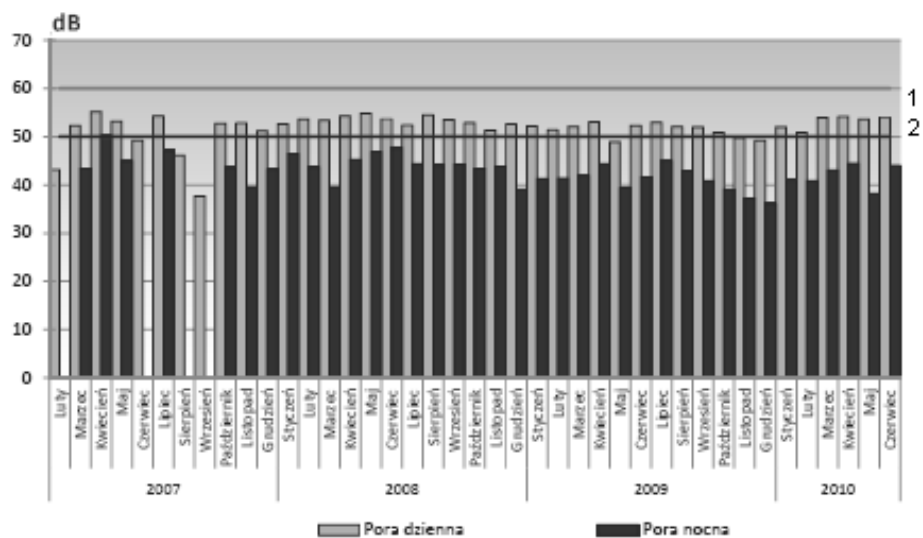
Rys. 4. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (L_{Aeq} D, L_{Aeq} N) w okresie luty 2007 - czerwiec 2010. Dopuszczalny poziom hałasu – pora dzienna (1) i pora nocna (2). 2010 r. Punkt pomiarowy nr 1 „Załuski”



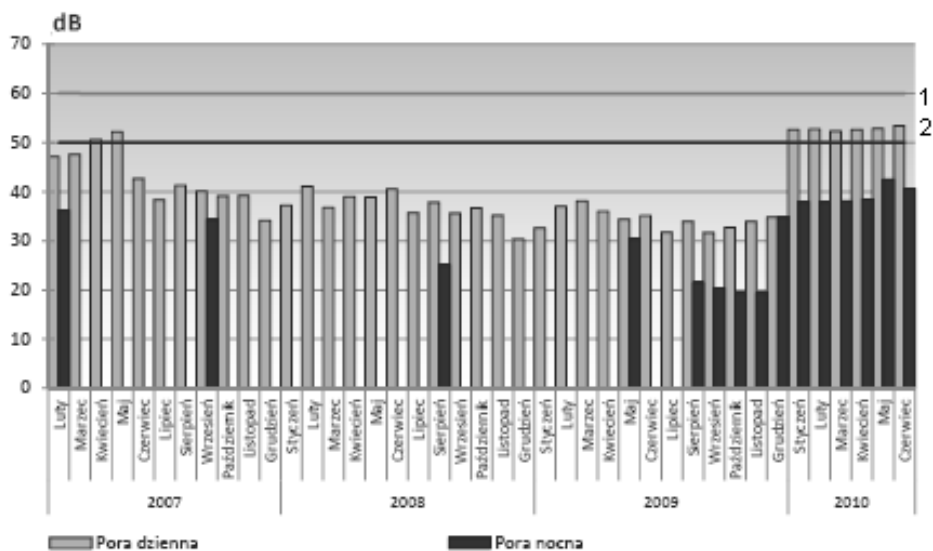
Rys. 5. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (LAeq D, LAeq N) w okresie luty 2007 - czerwiec 2010 . Punkt pomiarowy nr 3 „Mysiadło”



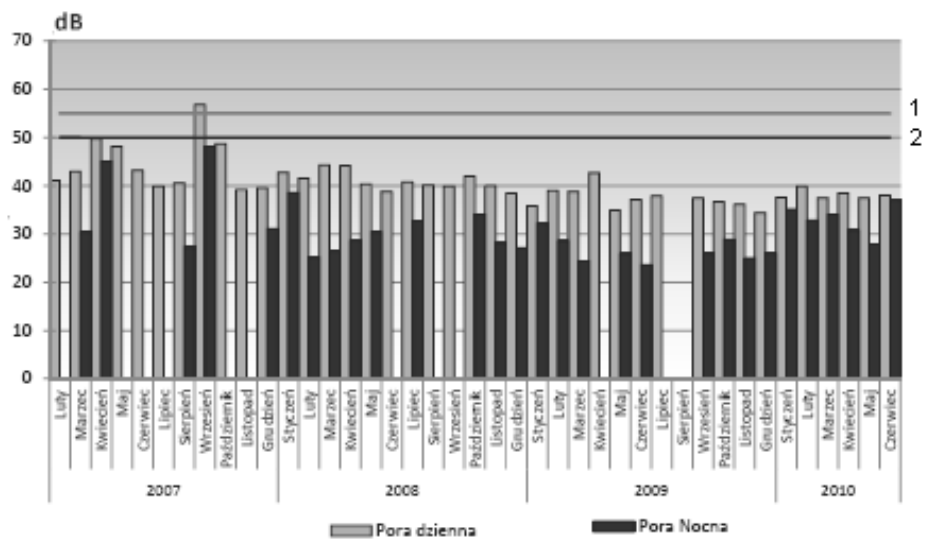
Rys. 6. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (LAeq D, LAeq N) w okresie luty 2007 - czerwiec 2010. Punkt pomiarowy nr 4 „Onkologia”



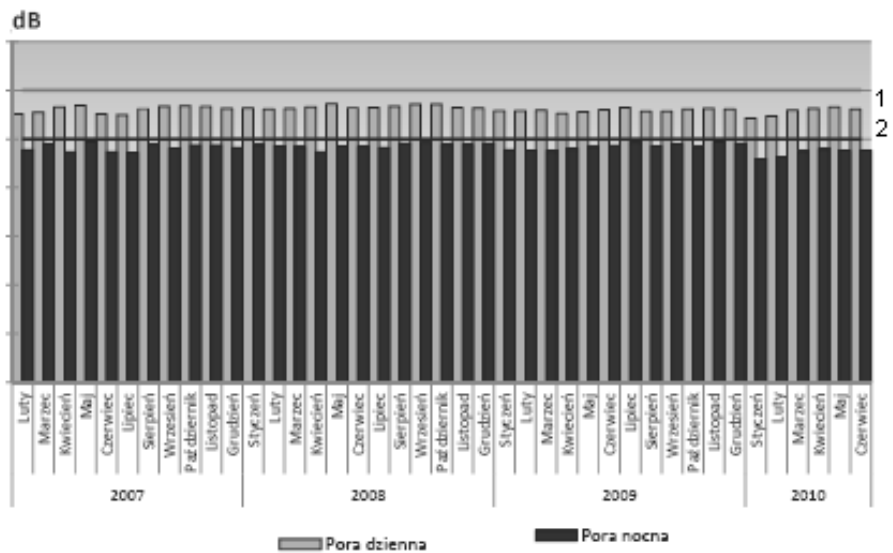
Rys. 7. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (LAeq D, LAeq N) w okresie luty 2007 - czerwiec 2010 . Punkt pomiarowy nr 5 „Meral”



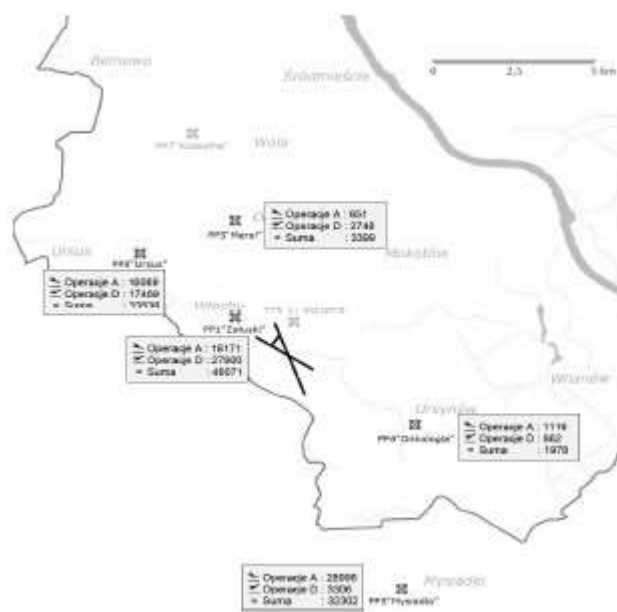
Rys. 8. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (LAeq D, LAeq N) w okresie luty 2007 - czerwiec 2010 r. Punkt pomiarowy nr 6 „17 Stycznia”



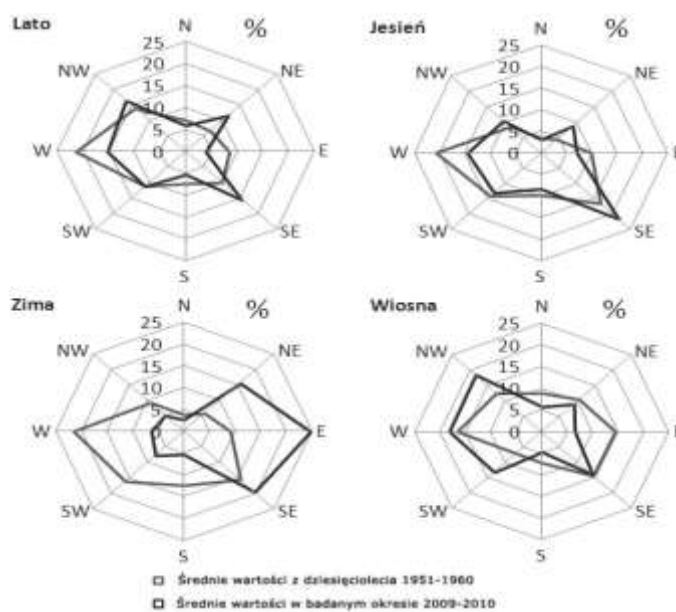
Rys. 9. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (LAeq D, LAeq N) w okresie luty 2007- czerwiec 2010 r. Punkt pomiarowy nr 7 „Kossutha”



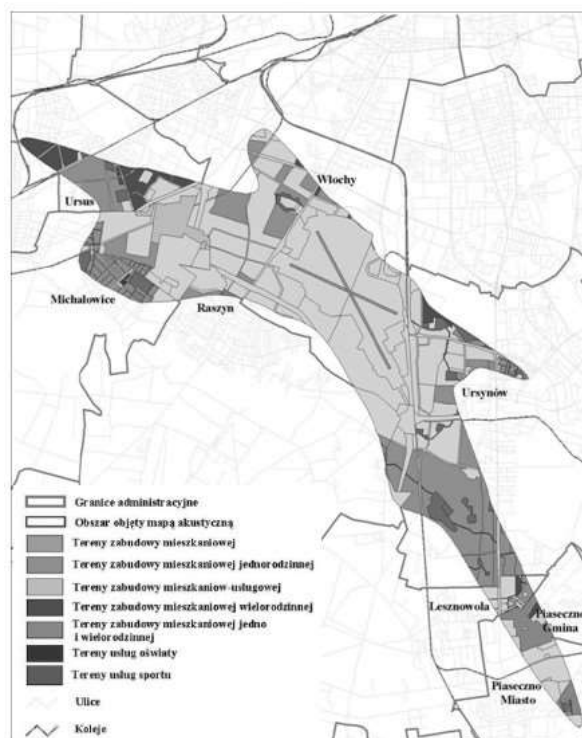
Rys. 10. Długotrwały średni poziom dźwięku w porze dnia i nocy (LAeq D, LAeq N) w okresie luty 2007 - czerwiec 2010. Punkt pomiarowy nr 8 „Ursus”



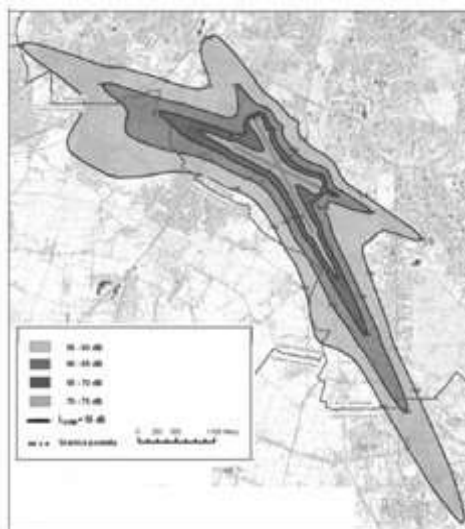
Rys. 11. Operacje zarejestrowane na poszczególnych stacjach pomiarowych w okresie czerwiec 2009 – czerwiec 2010



Rys. 12. Średnia częstość kierunków wiatru w wybranych porach roku (Okęcie)



Rys. 13. Zasięg obowiązywania miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego oraz studiów uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego w granicach objętych mapą akustyczną.
 Źródło: opracowanie Mapa akustyczna terenów, na których występuje oddziaływanie hałasu powodowanego eksploatacją Lotniska Chopina



Rys. 14a. http://www.lotnisko-chopina.pl/pl/lotnisko-ochrona-srodowiska/mapa-akustyczna/mapa_emi-syjna_ldwn_a3



Rys. 14b. http://www.lotnisko-chopina.pl/pl/lotnisko-ochrona-srodowiska/mapa-akustyczna/mapa_emi-syjna_ln_a3



Rys. 14c. http://www.lotnisko-chopina.pl/pl/lotnisko/ochrona-srodowiska/mapa-akustyczna/mapa_terenow_zagrozonych_ldwn1_a3



Rys. 14d. http://www.lotnisko-chopina.pl/pl/lotnisko/ochrona-srodowiska/mapa-akustyczna/mapa_terenow_zagrozonych_ln1_a3



Rys. 14e. http://www.lotnisko-chopina.pl/pl/lotnisko/ochrona-srodowiska/mapa-akustyczna/mapa_wrazliwosci_ldwn1_a3



Rys. 14f. http://www.lotnisko-chopina.pl/pl/lotnisko/ochrona-srodowiska/mapa-akustyczna/mapa_wrazliwosci_ln1_a3

Tab.ela 1. System preferencji pasów dla lotniska Warszawa - Okęcie

	Kierunek przebiegu operacji			
	Przyloty	33	11	15
Odloty	29	15	33	11

Tabela 2. Dopuszczalne poziomy hałasu w środowisku powodowanego przez starty, lądowania i przeloty statków powietrznych wyrażone wskaźnikami LAeq D i LAeq N, które to wskaźniki mają zastosowanie do ustalania i kontroli warunków korzystania ze środowiska, w odniesieniu do jednej doby

Lp.		Rodzaj terenu	Dopuszczalny długotrwały średni poziom dźwięku A w dB	
			LAeq D (LDWN)	LAeq N (LN)
			Doby w roku lub (15 godz.)	Pory nocy lub (8 godz.)
1	a	Strefa ochronna "A" uzdrowiska	55 (55)	45 (45)
	b	Tereny szpitali, domów opieki społecznej		
	c	Tereny zabudowy związanej ze stałym lub czasowym pobytem dzieci i młodzieży		
2	a	Tereny zabudowy mieszkaniowej jedno- i wielorodzinnej oraz zabudowy zagrodowej i zamieszkania zbiorowego	60 (60)	50 (50)
	b	Tereny rekreacyjno-wypoczynkowe		
	c	Tereny mieszkaniowo-usługowe		
	d	Tereny w strefie śródmiejskiej miast powyżej 100 tys. mieszkańców ¹⁾		

Objaśnienia:

1) W przypadku niewykorzystywania tych terenów, zgodnie z ich funkcją, w porze nocy, nie obowiązuje na nich dopuszczalny poziom hałasu w porzenocy.

2) Strefa śródmiejska miast powyżej 100 tys. mieszkańców to teren zwartej zabudowy mieszkaniowej z koncentracją obiektów administracyjnych, handlowych i usługowych. W przypadku miast, w których występują dzielnice o liczbie mieszkańców pow. 100 tys., można wyznaczyć w tych dzielnicach strefę śródmiejską, jeżeli charakteryzuje się ona zwartą zabudową mieszkaniową z koncentracją obiektów administracyjnych, handlowych i usługowych.

Źródło: załącznik do Rozporządzenia Ministra środowiska z dnia 14 czerwca 2007 r. W sprawie dopuszczalnych poziomów hałasu w środowisku

6. 5. Klimat lotniska Sadków w Radomiu

Autor: Paweł PARZUCHOWSKI

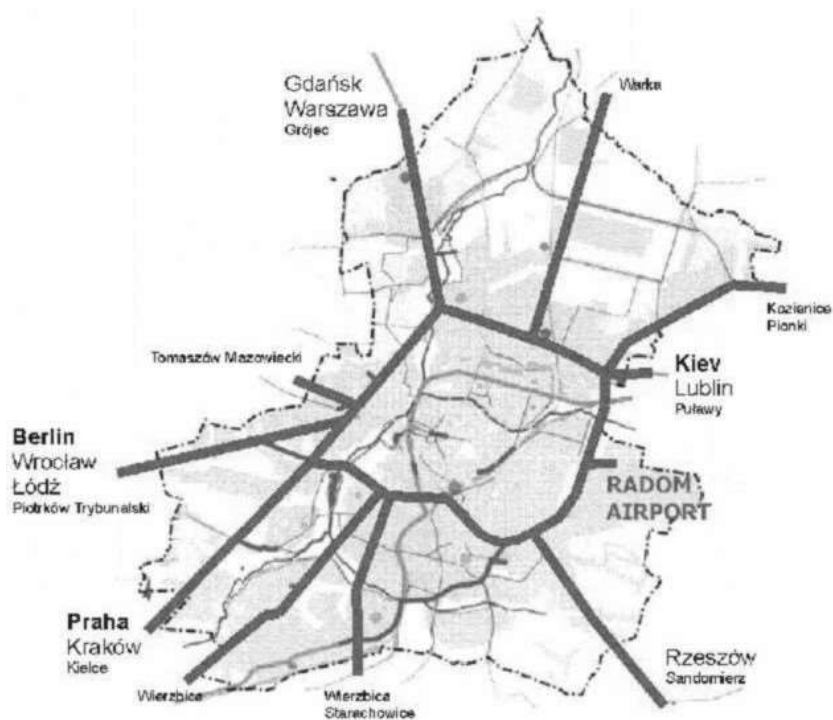
Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

W pracy **P. Parzuchowskiego (2010)** p.t. *Klimat lotniska Sadków w Radomiu* przedstawiono zjawiska meteorologiczne niekorzystnych dla pracy lotniska. Można stwierdzić, że Radom w odniesieniu do obszaru Polski charakteryzuje się występowaniem mniejszych prędkości wiatru, mniejszą częstością mgieł i opadów gradu, ale podwyższoną liczbą dni z burzą, gołoledzią i szadzią.

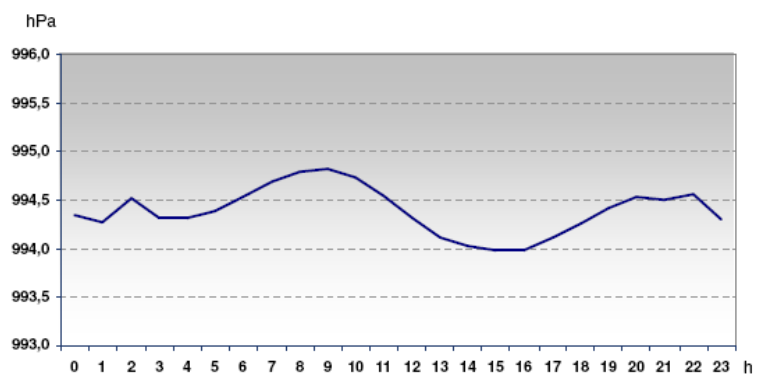
W miesiącach półrocza chłodnego największym utrudnieniem dla pracy lotniska były mgły, niska podstawa chmur oraz intensywne opady, zwłaszcza śniegu i mżawki. Sporadycznie występowały gołoledź, szadź i wiatr o prędkości ponad 15 m/s. Największe nasilenie wszystkich warunków atmosferycznych utrudniających funkcjonowanie lotniska w Radomiu przypadło na grudzień. Wtedy prawdopodobieństwo wystąpienia dnia z niekorzystnym zjawiskiem atmosferycznym wynosi aż 75 %. Im bliżej okresu półrocza ciepłego, tym suma częstości zjawisk niekorzystnych była mniejsza – w marcu i październiku nie przekraczała ona 50%. Okres od kwietnia do września określany jako półrocze ciepłe był bardziej korzystny pod względem warunków atmosferycznych dla lotnictwa. Wówczas największe zagrożenie stanowiły chmury burzowe z wyładowaniami atmosferycznymi i towarzyszącymi im ulewnymi opadami deszczu, a w nielicznych przypadkach także gradu. Rzadko występowały mgły (do 15% dni w marcu i kwietniu) oraz podstawa chmur nieprzekraczająca wysokości 100 metrów nad poziomem gruntu. Miesiącem półrocza ciepłego, w którym w latach 2001-2005 nad lotniskiem w Radomiu wystąpiło najwięcej niekorzystnych zjawisk atmosferycznych, był lipiec. W tym miesiącu w ciągu ponad połowy dni należało spodziewać się omawianych wyżej zjawisk ze szczególnym nasileniem burz i intensywnych opadów deszczu. Okresem o najlepszych warunkach atmosferycznych dla funkcjonowania lotniska był wrzesień, o skumulowanej częstości niekorzystnych zjawisk wynoszącej około 25%. Jedynym utrudnieniem dla pracy lotniska były sporadyczne mgły (głównie poranne), niskie wysokości podstawy chmur w bardzo rzadkich przypadkach intensywne opady i burze.

Mgły występowały najczęściej w ciągu całego roku między godziną 4 a 7, najrzadziej między 12 a 15; niska podstawa chmur najczęściej w godzinach od 6 do 8 a najrzadziej między północą a godziną 2; największe nasilenie burz występowało w godzinach popołudniowych – od 13 do 21, najmniejsze między godziną 1 a 9.

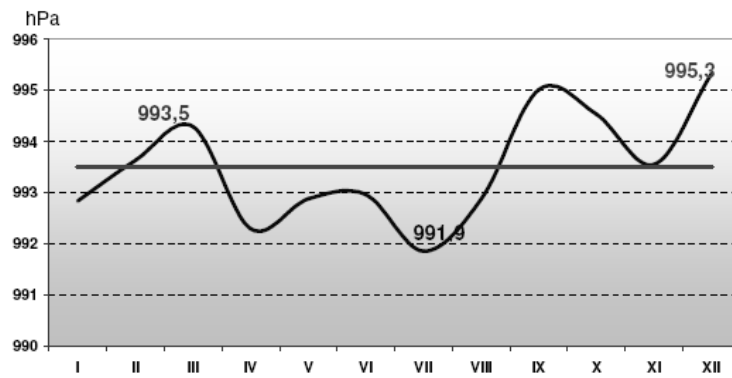
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-28 tab. 1-7)



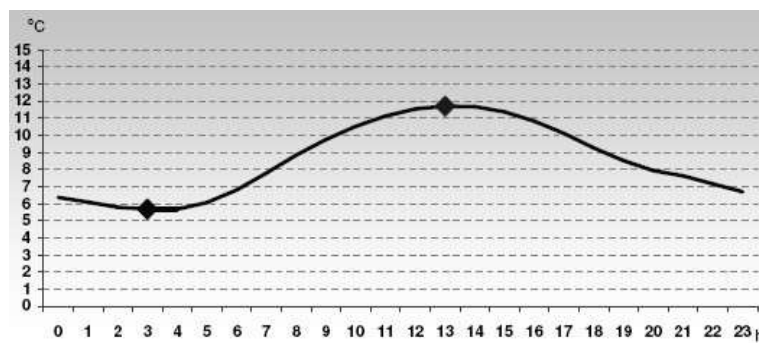
Rys. 1. Lokalizacja lotniska Sadowków na terenie Radomia



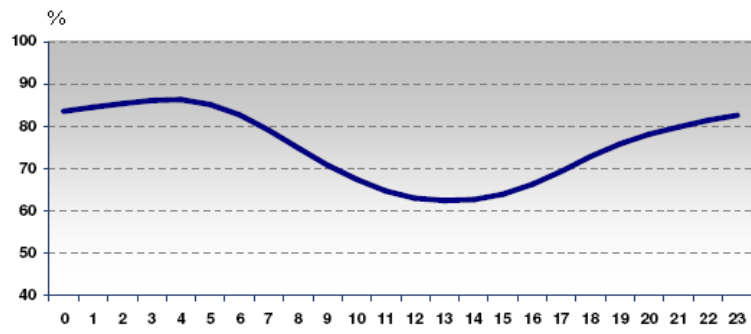
Rys. 2. Przebieg dobowy ciśnienia atmosferycznego w Radomiu-Sadkowie w latach 2001–2005



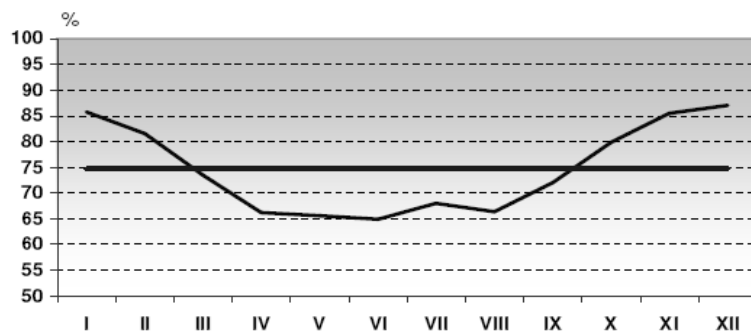
Rys. 3. Przebieg roczny ciśnienia atmosferycznego w Radomiu- Sadkowie w latach 2001-2005



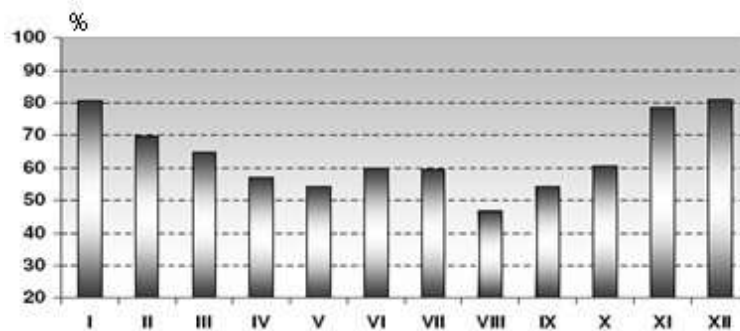
Rys. 4. Przebieg dobowy średniej temperatury powietrza w Radomiu-Sadkowie w latach 2001–2005



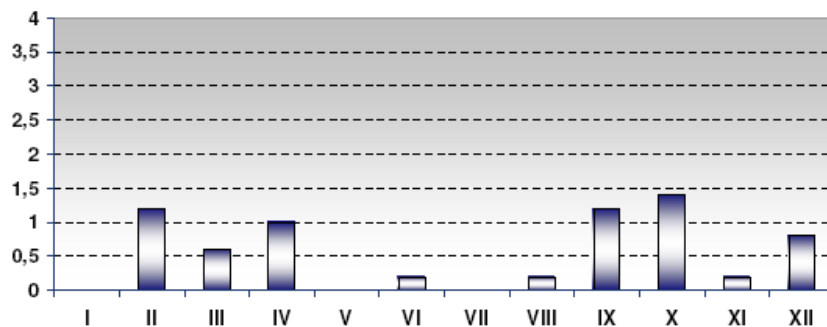
Rys. 5. Przebieg dobowy wilgotności względnej powietrza w Radomiu – Sadkowie w latach 2001-2005



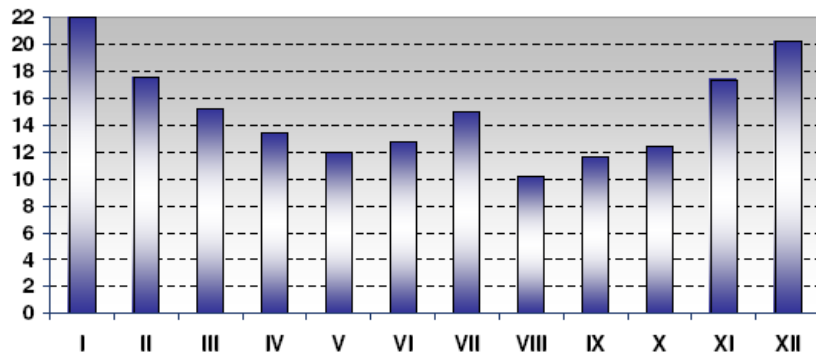
Rys. 6. Przebieg roczny wilgotności względnej powietrza w Radomiu – Sadkowie w latach 2001-2005



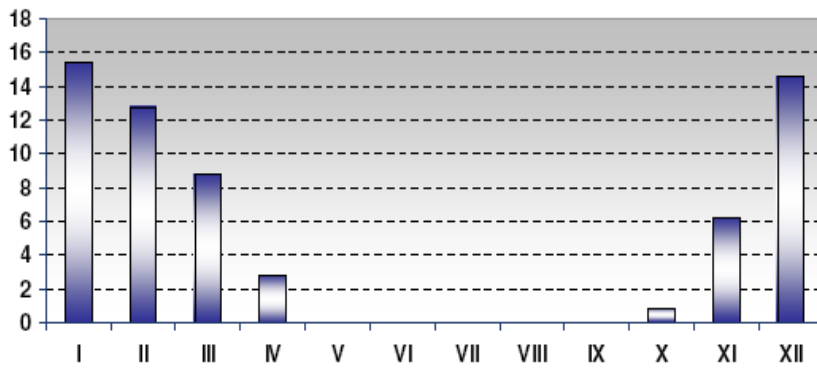
Rys. 7. Przebieg roczny zachmurzenia w Radomiu-Sadkowie w latach 2001-2005 (%)



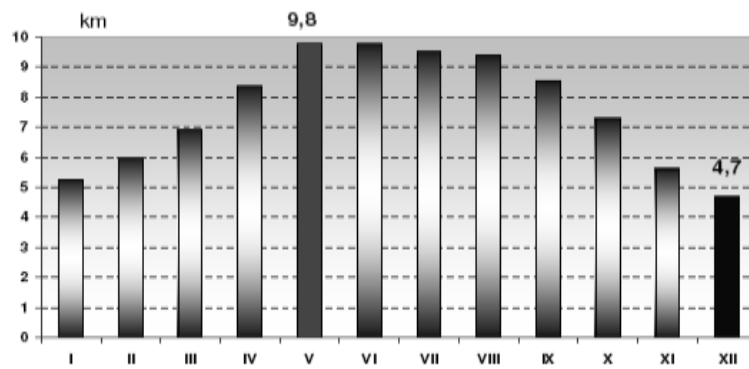
Rys. 8. Liczba dni bezchmurnych w Radomiu – Sadkowie w latach 2001-2005



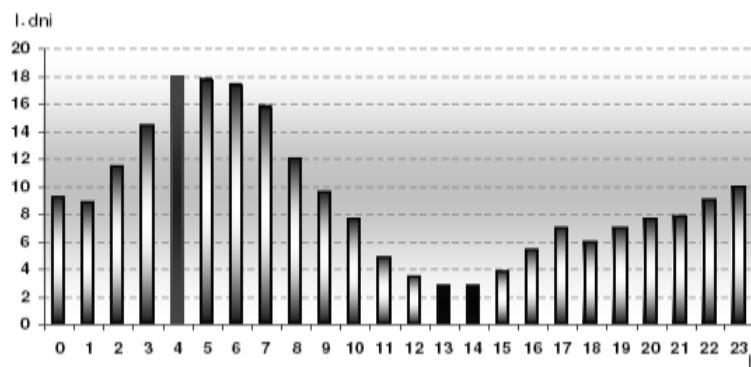
Rys. 9. Średnia liczba dni z opadami w Radomiu - Sadkowie w latach 2001-2005



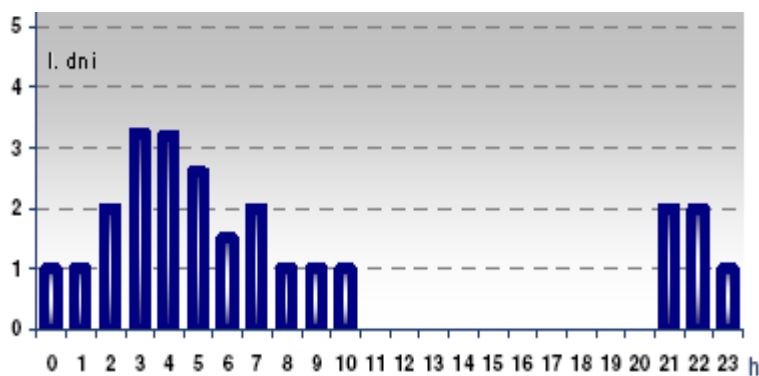
Rys. 10. Średnia liczba dni z opadem śniegu w Radomiu - Sadkowie w latach 2001-2005



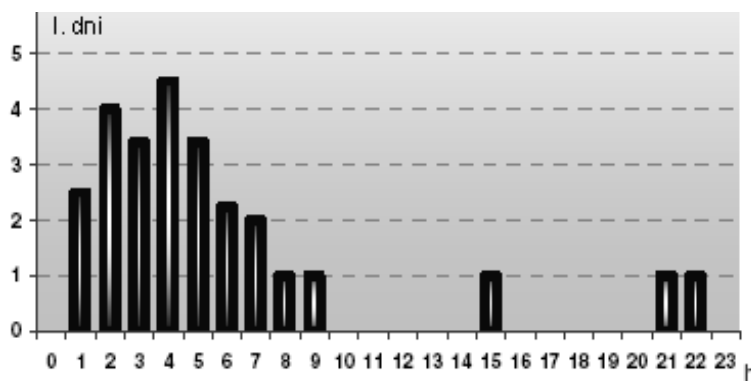
Rys. 11. Przebieg roczny widzialności poziomej (km) w Radomiu- Sadkowie w latach 2001-2005



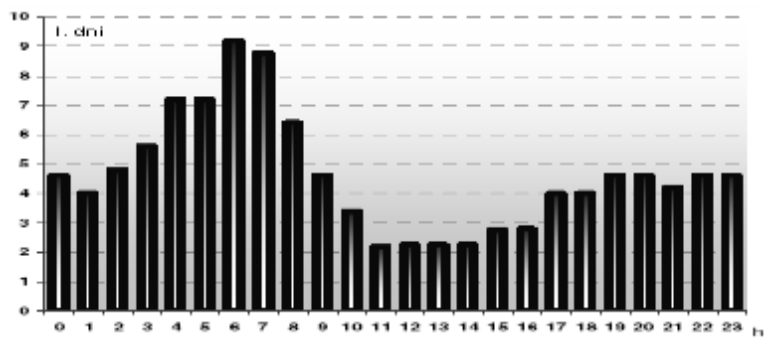
Rys. 12. Przebieg dobowy liczby przypadków z mgłą w Radomiu – Sadkowie w roku w latach 2001-2005



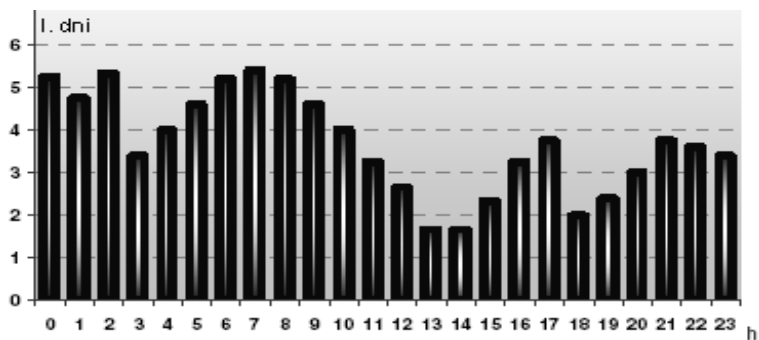
Rys. 13. Przebieg dobowy liczby przypadków z mgłą w Radomiu- Sadkowie na wiosnę (2001-2005)



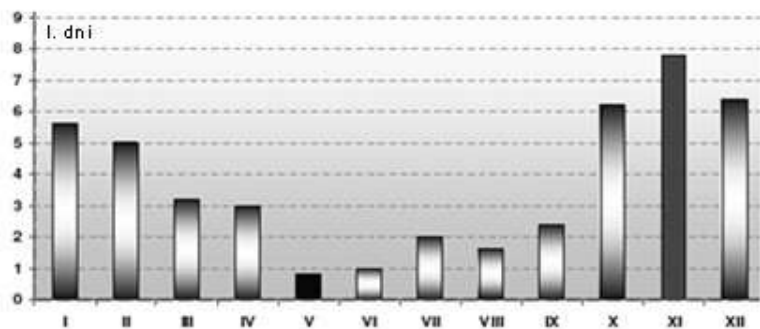
Rys. 14. Przebieg dobowy liczby przypadków z mgłą w Radomiu- Sadkowie w lecie (2001-2005)



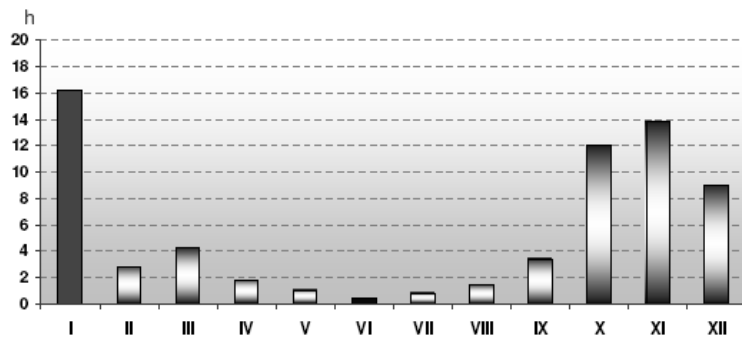
Rys. 15. Przebieg dobowy liczby przypadków z mgłą w Radomiu- Sadkowie jesienią (2001-2005)



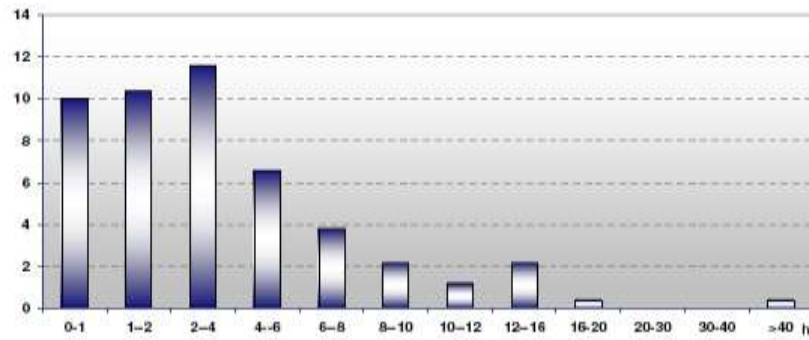
Rys. 16. Przebieg dobowy liczby przypadków z mgłą w Radomiu- Sadkowie w zimie (2001-2005)



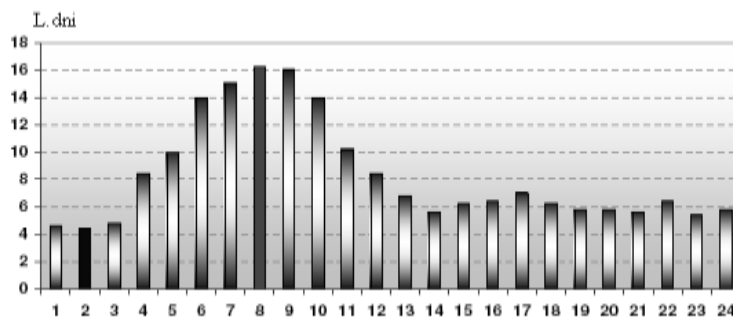
Rys. 17. Przebieg roczny liczby dni z mgłą w Radomiu – Sadkowie w latach 2001–2005



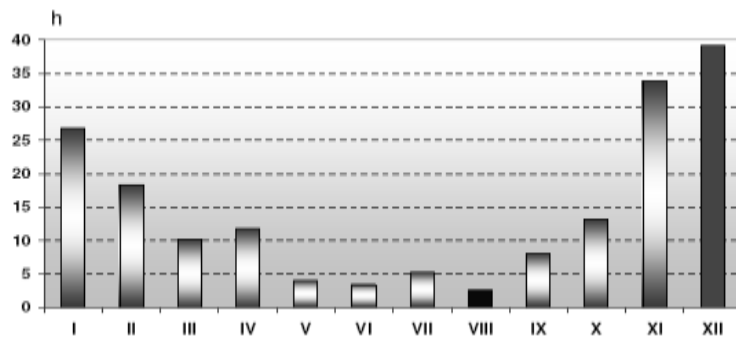
Rys. 18. Przebieg roczny liczby godzin z silną mgłą w Radomiu - Sadkowie w latach 2001–2005



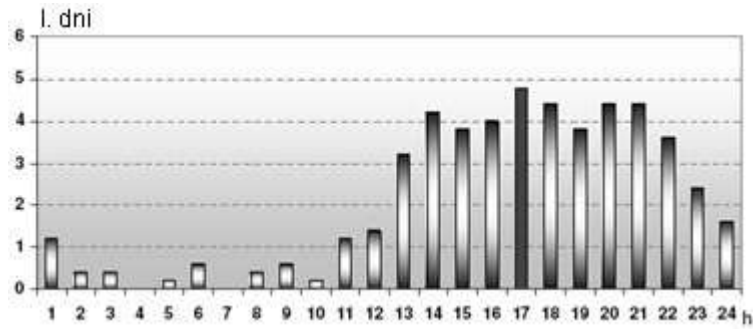
Rys. 19. Średnia liczba przypadków mgły o określonej długości jej trwania w Radomiu - Sadkowie w latach 2001–2005



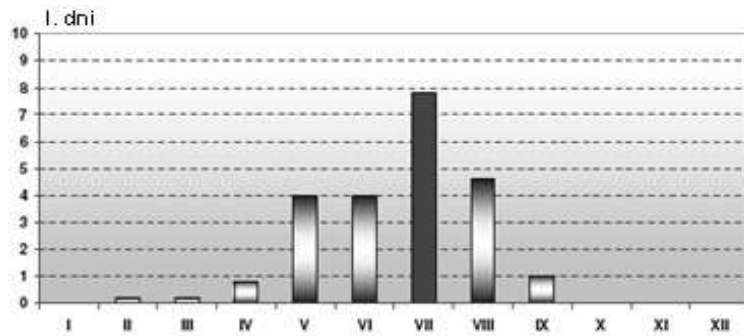
Rys. 20. Cykl dobowy liczby przypadków z podstawą chmur niższą od 100 metrów w Radomiu-Sadkowie w latach 2001–2005



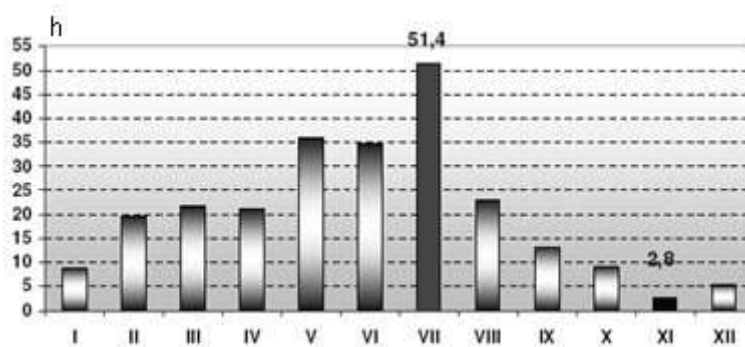
Rys. 21. Przebieg roczny liczby godzin z podstawa chmur niższą od 100 metrów w Radomiu – Sadowie w latach 2001–2005



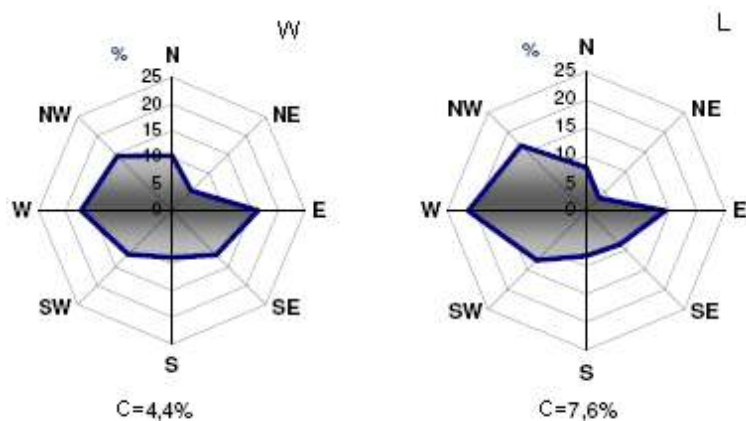
Rys. 22 Przebieg dobowy liczby przypadków burz w Radomiu w latach 2001-2005



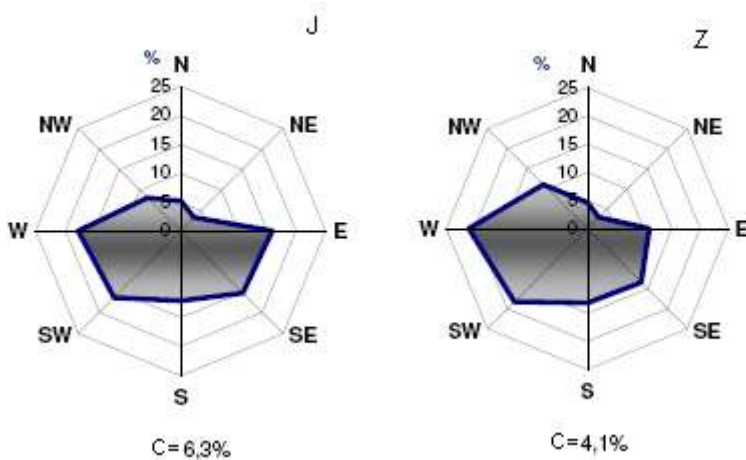
Rys. 23. Przebieg roczny liczby dni z burzą w Radomiu w latach 2001-2005



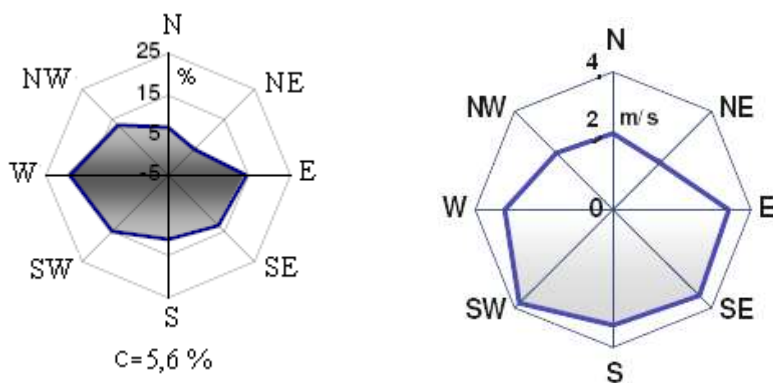
Rys. 24. Średnia liczba godzin z chmurami Cumulonimbus w Radomiu w latach 2001-2005



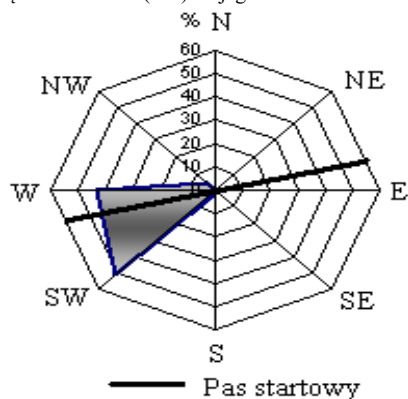
Rys. 25. Częstość kierunków wiatru w Radomiu w latach 2001-2005 – wiosna, lato



Rys. 26. Częstość kierunków wiatru w Radomiu w latach 2001-2005 – jesień, zima



Rys. 27. Częstość (%) kierunków wiatru w Radomiu w latach 2001-2005 (róża wiatru) i zależność średniej prędkości wiatru (m/s) od jego kierunku



Rys. 28. Częstość kierunków wiatru o prędkości $v > 15$ m/s względem pasa startowego lotniska Sadków w Radomiu w latach 2001–2005

Tabela 1. Podstawowa charakterystyka lotniska w Radomiu

Szerokość geograficzna	$\varphi = 51^{\circ}23'21''$ N
Długość geograficzna	$\lambda = 21^{\circ}12'49''$ E
Wysokość n.p.m	$H = 186$ m
Droga startowa	200m x 60m
Pas bezpieczeństwa	2500m x 285 m
Zasadniczy kierunek lądowania	21°
Kod ICAO	EPRA

Tabela 2. Charakterystyka ciśnienia atmosferycznego w Radomiu w latach 2001-2005

Okres	Średnie	Śr. minimalne	Śr. maksymalne	Śr. zakres wahań
I	992,9	967,6	1011,2	43,6
II	993,0	970,4	1016,2	45,8
III	994,3	974,2	1010,8	36,6
IV	992,3	976,4	1008,8	32,4
V	992,9	980,4	1004,6	24,2
VI	993,0	982,0	1002,2	20,2
VII	991,9	980,8	1002,2	21,4
VIII	992,9	980,6	1003,4	22,8
IX	995,0	979,4	1007,4	28,0
X	994,5	980,6	1011,2	30,6
XI	993,6	969,4	1012,2	42,6
XII	995,3	966,9	1016,7	49,8
X-III	994,1	971,5	1012,8	41,3
IV-IX	993,0	980,0	1004,8	24,8

Tabela 3. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w Radomiu w latach 2001-2005 (T_{MIN} – temperatura minimalna, T_{MAX} – maksymalna) oraz średnie w latach 1971-2000 i 2001-2005, * wartości przybliżone na podstawie map z Atlasu Klimatu Polski 1971-2000

	2001	2002	2003	2004	2005	T_{MIN}	T_{MAX}	1971-2000*	2001-2005
I	-1,19	-0,63	-2,84	-4,75	0,97	-22,5	14,1	-2,5	-1,7
II	-1,16	3,64	-5,03	0,25	-2,74	-22,9	13,9	-1,5	-1
III	1,62	4,51	2,32	3,43	1,06	-15,9	19,4	2,5	2,6
IV	7,31	7,35	7,49	8,66	10,09	-4,5	24,6	7,5-8,0	8,2
V	13,93	16,62	16,08	12,35	13,55	1,8	31,5	13-13,5	14,5
VI	15,23	17,46	18,5	16,29	17,11	3,5	30,9	16-16,5	16,9
VII	20,15	20,99	20,25	18,2	21,23	8,1	34,8	17,5-18,0	20,2
VIII	19,29	20,35	19,44	19,30	8,32	8,5	31,4	17,5	19,3
IX	12,17	13,6	14,3	14,37	16,00	2,5	28,6	12,5-13,0	14,1
X	10,08	7,63	5,85	10,00	9,58	-6,2	23,1	8,0-8,5	8,6
XI	1,58	4,79	5,22	3,64	3,48	-11,4	17,7	2,5	3,7
XII	-4,49	-6,15	1,44	2,03	-0,16	-21,6	8,1	-1,0	-1,5
Rok	7,88	9,18	8,59	8,66	9,04	-22,9	34,8	-2,5	-1,7

Tabela 4. Charakterystyka zachmurzenia w Radomiu w latach 2001-2005

	2001	2002	2003	2004	2005	Śr.
Śr %	65,9	62	58,4	66,9	66,9	64
Bezchm.	1	4	10	3	15	6,6
Całk	33	22	37	26	40	31,6

Tabela 5. Charakterystyka opadów atmosferycznych w Radomiu w latach 2001-2005

	Deszcz	Śnieg	Mżawka	Grad	Σ
2001	153	71	37	3	212
2002	144	54	35	1	187
2003	119	52	35	0	169
2004	135	63	24	2	186
2005	95	67	24	0	145
Σ	129	61	31	1	180

Tabela 6. Czas trwania burz (godz) w Radomiu w latach 2001-2005

Czas trwania (godz.)	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7
Liczba burz	72	35	17	4	8	0	1
Liczba burz (%)	52,5	25,5	12	3	6	0	1

Tabela 7. Charakterystyka wiatru o prędkości $v > 15$ m/s w Radomiu w latach 2001–2005

	2001	2002	2003	2004	2005	Śr.	Maks.
Rok	8	39	9	16	1	14,6	22

6.6. Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki

Autor: Anna MROZEK

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

W pracy **A. Mrozek (2003)** p.t. *Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki* przedstawiono zjawiska (wiatr, mgła, burze, śnieżyce, szron, opady silne) niebezpieczne dla samolotu odbywającego lot, czy wykonującego manewr startu lub lądowania. Każde z nich jest niebezpieczne w innym stopniu oraz w różnych porach dnia i roku. Jednak najgroźniejsze są wówczas, gdy się skumulują w tym samym czasie. Dlatego w pracy zbadano ich występowanie w poszczególnych miesiącach i porach dnia i określono, które z nich są najmniej sprzyjające wykonywaniu lotów. Stwierdzono, iż mniej sprzyjające jest półrocze chłodne.

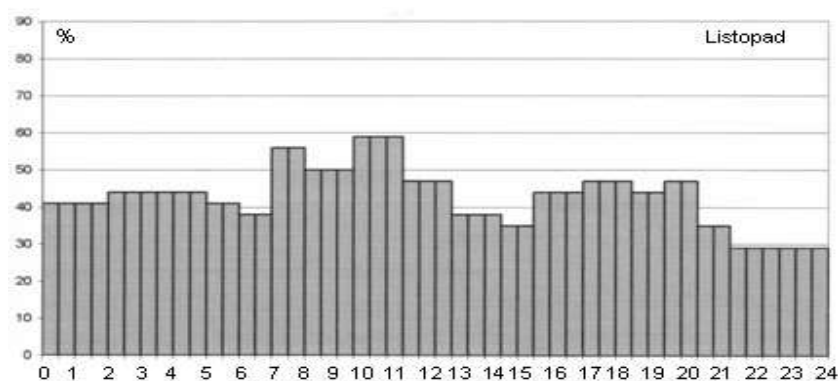
Występuje w nim więcej zjawisk niebezpiecznych, pojawiają się z wyższą, częstotnością i w ciągu całego dnia. Styczeń jest niesprzyjającym miesiącem w wykonywaniu zadań lotniczych. W nocy (od 20 do 5 rano) pojawiają się śnieżyce i szron. Przez pozostałą część doby poza tymi zjawiskami występuje także mgła. W tym miesiącu niekorzystne są także warunki wiatrowe. W lutym warunki są lepsze. Mgła, szron i śnieżyce najczęściej pojawiają się rano, od 5 do 10. W nocy występują szron i śnieżyce, natomiast w ciągu dnia zdarzają się tylko śnieżyce. Warunki wiatrowe są, nieco lepsze niż w poprzednim miesiącu. Marzec jest jednym z najniekorzystniejszych miesięcy. W nocy występują mgły, szron i silne opady, rano poza tymi zjawiskami zdarzają się też śnieżyce. Między 10 a 20 najczęściej pojawiają się opady silne i śnieżyce. Październik jest najkorzystniejszym dla lotnictwa miesiącem w półroczu chłodnym. Warunki wiatrowe są jednymi z najlepszych w roku. Godziny od 10 do 20 są wolne od wszystkich mogących stworzyć niebezpieczeństwo zjawisk. Tylko w nocy i do 10 rano pojawiają się mgły i szron. W listopadzie, w nocy i rano, czyli od 20 do 10, występują mgła i szron. W godzinach południowych, między 10 a 15 zdarzają się mgły, natomiast po południu, od 15 do 20 poza mgłami zdarzają się też śnieżyce. Grudzień jest mało sprzyjającym miesiącem. Warunki wiatrowe są, w nim dość niekorzystne. W godzinach nocnych i porannych występują, śnieżyce i szron. Natomiast w dzień, od 10 do 15 pojawiają się śnieżyce i mgły. Po godzinie 15 śnieżyce zanikają i występują tylko mgły.

W półroczu ciepłym warunki do wykonywania lotów są korzystniejsze. Nie ma w nim śnieżyc, szron zdarza się rzadziej, natomiast pojawiają się burze. Jednakże w prawie każdym miesiącu są godziny wolne od niebezpiecznych zjawisk oraz warunki wia-

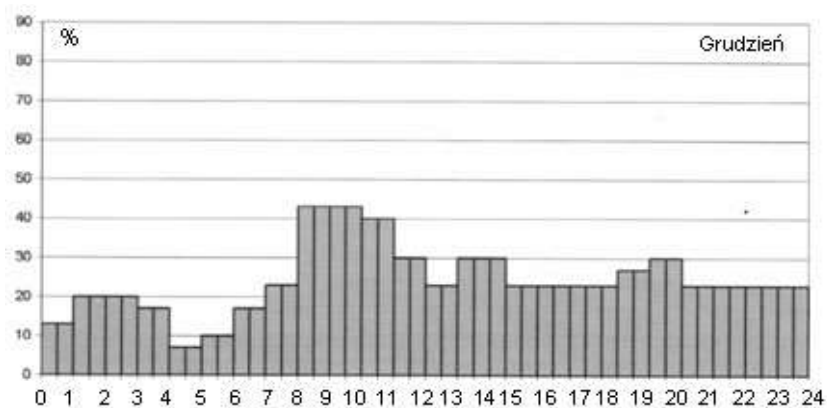
trowe są znacznie korzystniejsze (poza majem). Kwiecień charakteryzuje się występowaniem mgieł i szronu w godzinach nocnych i porannych (od 20 do 10). Około południa, od 10 do 15 zdarzają się opady silne. Natomiast między 15 a 20 burze. Maj jest miesiącem o najniekorzystniejszych warunkach wiatrowych. Aż jedna czwarta wiatrów umiarkowanych i silnych wieje z kierunków prostopadłych do pasa startowego. W godzinach nocnych pas startowy pokrywa szron. Rano, od 5 do 10, również występuje szron a także mgły. Natomiast godziny między 10 a 15 są wolne od niesprzyjających zjawisk. Po południu pojawiają się burze i opady silne. W czerwcu warunki wiatrowe są zdecydowanie lepsze. W godzinach nocnych i popołudniowych zdarzają się burze. Natomiast rano, między 5 a 10, występują mgły. Lipiec charakteryzuje się wolnymi od niebezpiecznych zjawisk godzinami nocnymi (20-5) i południowymi (10-15). Rano zdarzają się mgły, natomiast po południu burze. Sierpień jest miesiącem o najlepszych warunkach wiatrowych. Dodatkowo pora nocna (20 - 5) i południowa (10 - 15) odznacza się brakiem jakichkolwiek groźnych zjawisk. Rano (5-10) występują mgły, a po południu (15-20) zdarzają się burze i silne opady. We wrześniu od godziny 10 do 20 panują bardzo dobre warunki do lądowania. Nie występują żadne niekorzystne zjawiska, a warunki wiatrowe też są dobre. Natomiast w nocy występują mgły i burze, a rano mgły i pojawia się szron.

W lotnictwie najważniejszą informacją, mającą największy wpływ na decyzję o locie jest aktualna prognoza meteorologiczna. Jednakże zawarte w pracy charakterystyki elementów meteorologicznych dają ogólne pojęcie o tendencjach zmian zjawisk zachodzących na lotnisku Olsztyn-Dajtki, które mogą wpłynąć na bezpieczeństwo wykonywanych zadań lotniczych.

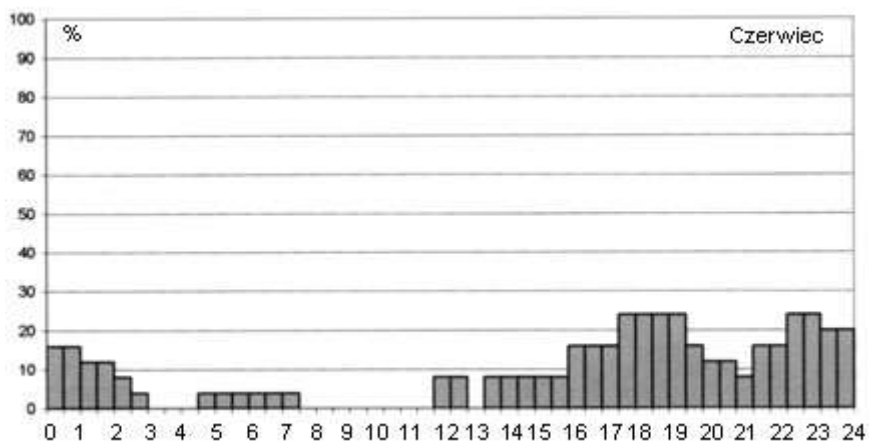
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-4, tab. 1-17)



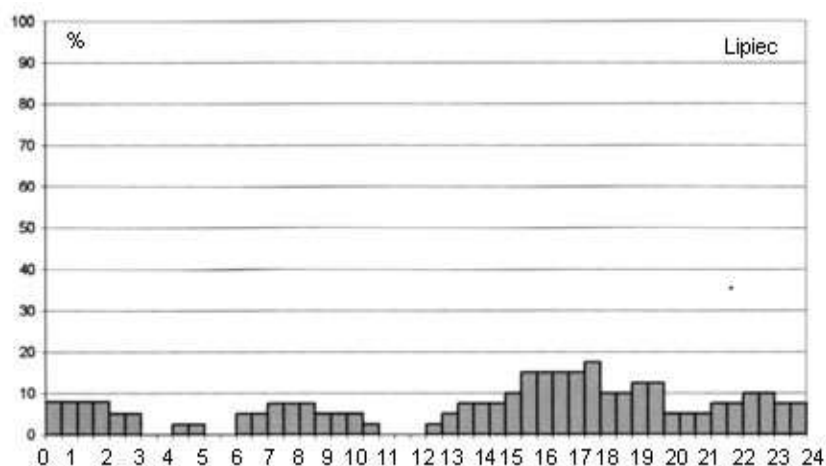
Rys. 1. Rozkład dobowy mgły w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn-Dajtki – Listopad



Rys. 2. Rozkład dobowy mgły w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn-Dajtki – Grudzień



Rys. 3. Rozkład dobowy burz w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn-Dajtki – Czerwiec



Rys. 4. Rozkład dobowy burz w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn-Dajtki – Lipiec

Tabela 1. Szkic przebiegu zjawisk w miesiącach i w porach dnia w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn Dajtki (1 – mgła, 2 – burze, 3 – śnieżyce, 4 – szron, 5 – opad silny)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Noc (20-5)	3; 4	3; 4	4; 5	1	4	2			1; 2	1; 4	1; 4	3; 4
Rano (5-10)	1; 3; 4	1; 3; 4	3; 4; 5	1	1; 4		1	1	1; 4	1; 4	1; 4	4
Południe (10-15)	1; 3; 4	3	3; 5	5							1	1; 3
Po południu (15-200)	1; 3; 4	3	3; 5		2		2	2; 5			1; 3	1
% S; N v>5m/s	20,4	18,7	11,8	1,3	2,4	1,3	1,4	7,6	9,6	7,9	12,0	19,0

Tabela 2. Średnia prędkość wiatru (m/s) w Olsztynie w latach 1961 - 1965

Godz	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
7 ⁰⁰	3,3	3,7	3,3	2,8	2,6	2,7	2,3	2,4	2,3	2,3	3,7	3,5	2,9
13 ⁰⁰	3,7	4,5	4,5	4,1	3,8	3,9	3,5	3,9	3,9	3,7	4,3	4,1	4,0
19 ⁰⁰	3,2	3,7	3,3	2,6	2,1	2,1	1,7	2,1	1,9	2,3	3,6	3,5	2,7
Śr	3,4	4,0	3,7	3,1	2,8	2,9	2,5	2,8	2,7	2,8	3,9	3,7	3,2

Tabela 3. Częstość (%) wiatru w przedziałach prędkości w Olsztynie w latach 1961 -1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Cisza	12,9	6,2	6,2	6,0	6,9	5,6	6,7	10,3	15,3	11,4	5,3	4,9	8,2
1 ≤ v ≤ 4	57,2	56,9	59,8	70,9	75,9	73,5	79,8	69,9	69,8	72,0	54,9	58,4	66,6
5 ≤ v ≤ 10	29,5	36,4	34,0	23,1	17,2	20,9	13,5	19,8	14,9	16,4	39,1	36,7	25,0
v ≥ 11	0,4	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,7	-	0,2

Tabela 4. Średnia prędkość wiatru (m/s) według kierunków w Olsztynie w latach 1961 - 65

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	4,1	4,7	3,6	2,9	3,1	2,8	2,5	2,3	2,5	2,0	2,8	3,0	3,0
NE	3,4	4,0	3,5	3,1	2,7	2,9	2,2	2,8	3,2	2,2	4,4	3,6	3,2
E	3,4	3,8	4,2	4,1	3,0	2,5	2,0	1,5	2,5	3,4	5,2	2,9	3,2
SE	2,6	3,1	3,2	3,4	2,7	2,2	2,0	2,8	2,2	3,1	3,5	3,5	2,8
S	4,0	4,0	3,0	3,0	3,0	2,0	2,0	3,0	3,0	3,0	3,0	4,0	3,0
SW	4,0	4,0	3,7	2,8	2,8	2,8	2,7	3,2	3,1	3,1	3,9	4,3	3,4
W	4,7	4,7	4,4	3,5	3,3	3,7	3,3	3,6	4,1	3,5	5,1	4,3	4,0
NW	4,3	5,2	4,7	3,7	3,3	3,4	2,7	3,2	3,9	3,4	3,9	3,0	3,7

Tabela 5. Liczba dni z wiatrem silnym ($v > 10$ m/s) w pięcioleciu 1961-1965 w Olsztynie

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
4	2	3	2	4	1	-	1	3	2	4	4	30

Tabela 6. Częstość (%) poszczególnych kierunków wiatru w Olsztynie w latach 1961-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,8	11,0	9,0	11,0	16,0	13,0	12,0	8,5	6,6	5,2	6,6	6,6	9,4
NE	5,7	7,5	13,0	9,6	9,0	9,7	4,4	3,8	3,7	3,0	6,8	7,2	7,0
E	6,0	9,9	14,0	17,0	14,0	10,0	3,8	3,8	12,0	11,0	12,0	2,6	9,7
SE	8,4	8,5	8,4	13,0	6,0	3,3	2,8	3,5	4,4	10,0	12,0	8,4	7,4
S	16,0	9,7	7,5	12,0	8,6	9,6	9,8	8,4	12,0	13,0	13,0	18,0	12,0
SW	32,0	21,0	16,0	14,0	15,0	14,0	29,0	28,0	29,0	26,0	27,0	31,0	23,0
W	18,0	21,0	20,0	9,9	15,0	26,0	21,0	30,0	23,0	21,0	18,0	22,0	21,0
NW	8,0	11,0	12,0	13,0	17,0	14,0	18,0	14,0	9,1	9,8	3,5	4,7	11,0

Tabela 7. Średnia liczba dni z mgłą na stacji Olsztyn - Dajtki w latach 1961 - 1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
4,8	4,8	5,0	5,0	5,6	2,2	2,4	3,2	3,2	10,8	6,8	6,2	60

Tabela 8. Średnia liczba godzin z mgłą na stacji Olsztyn - Dajtki w latach 1961- 1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
28,3	25,2	23,5	19,2	24,1	4,7	8,0	9,6	15,0	59,5	69,0	36,8	26,9

Tabela 9. Częstość (%) występowania mgły o różnym natężeniu w Olsztynie w latach 1961- 1965

Mgła	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Słaba	7,8	8,7	9,9	8,1	9,0	3,2	4,0	4,9	4,6	16,8	11,9	11,.
Umiarkowana	5,6	0,9	7,5	5,6	3,7	3,7	2,0	4,7	6,6	33,6	14,0	12,0
Gęsta					5,3	5,3		5,3	5,3	31,5	36,8	10,0

Tabela 10. Częstość (%) mgieł według czasu jej trwania na lotnisku Olsztyn - Dajtki w latach 1961-1965

Czas (h)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
≤ 1	4,2	4,2	12,0	12,0	11,0	36,0	17,0	25,0	19,0	15,0	5,9	3,3	12,0
1-2	29,2	29,2	32,0	20,0	25,0	27,3	25,0	37,5	12,5	5,6	8,8	10,0	19,1
2-3	25,0	20,8	-	16,0	14,3	9,1	25,0	-	6,2	13,0	2,9	3,3	11,0
3-4	4,2	8,3	20,0	20,0	7,1	9,1	8,3	12,5	6,2	9,2	5,9	23,3	11,4
4-5	4,2	8,3	-	12,0	14,3	18,2	-	6,2	-	7,4	2,9	20,0	8,0
5-6	4,2	4,2	12,0	4,0	10,7	-	16,7	6,2	31,2	3,7	11,8	3,3	8,0
6-8	4,2	4,2	4,0	8,0	7,1	-	-	6,2	12,5	24,1	11,8	10,0	10,0
8-10	8,3	4,2	12,0	4,0	-	-	8,3	6,2	12,5	14,8	2,9	10,0	7,7
10-12	-	-	4,0	4,0	7,1	-	-	-	-	3,7	8,8	10,0	4,0
12-15	8,3	8,3	-	-	-	-	-	-	-	1,8	17,6	-	3,7
15-18	-	8,3	-	-	3,6	-	-	-	-	1,8	5,9	6,7	2,7
>18	8,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,7	-	2,7

Tabela 11. Częstość (%) występowania burz według czasu ich trwania w pięcioleciu 1961 – 1965 na stacji Olsztyn - Dajtki

Godz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
≥ 1	-	-	-	50	50	40	37,5	52,4	25	-	100	-	44
1-2	-	-	-	-	32	20	32,5	23,8	50	-	-	-	27
2-3	-	-	-	-	4,5	20	25	14,3	25	-	-	-	17
3-4	-	-	-	50	4,5	4	2,5	9,5	-	-	-	-	6
4-5	-	-	-	-	4,5	8	2,5	-	-	-	-	-	3,4
5-6	-	-	-	-	4,5	8	-	-	-	-	-	-	2,6

Tabela 12. Liczba dni ze śnieżycą w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn- Dajtki

	I	II	III	XI	XII	Rok
Całkowita	8	22	5	1	3	38
Średnia	2	4,4	1	0	0,6	7,6

Tabela 13. Częstość występowania śnieżyc według czasu ich trwania w pięcioleciu 1961- 1965 na lotnisku Olsztyn - Dajtki

godziny	I	II	III	XI	XII	Rok
>3	29	-	25	100	-	14
3-6	14	43	-	-	50	29
6-12	29	21	25	-	-	21
12-18	7,1	25	-	50	-	10,7
18-24	29	7,1	25	-	-	14
24-36	-	14	-	-	-	7,1
>36	-	7,1	-	-	-	3,6

Tabela 14 . Liczba dni ze szronem w pięcioleciu 1961 -19 65 na lotnisku Olsztyn – Dajtki

	I	II	III	IV	V	IX	X	XI	XII	Rok
całkowita	10	4	4	30	10	5	25	17	15	113
srednia	2	1	1	6	2	1	5	3	3	22,6

Tabela 15. Częstość(%) występowania szronu według czasu jego trwania w pięcioleciu 1961 -19 65 na lotnisku Olsztyn – Dajtki

Godz.	I	II	III	IV	V	IX	X	XI	XII	Rok
> 3	-	-	25	11	11	40	14	7,1	-	11,1
3-6	-	33	25	22	67	40	33	29	20	29,3
6-12	33	33	50	67	22	20	48	64	30	48,5
12-18	33	33	-	-	-	-	-	-	40	7,1
18-24	17	-	-	-	-	-	-	-	-	1
>24	17	-	-	-	-	-	4,8	•	10	3

Tabela 16. Częstość (%) występowania opadu silnego według czasu jego trwania w latach 1961 - 1965 na lotnisku Olsztyn – Dajtki

czas(h)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
≤ 1	-	100	-	50	-	50	62	47	28,5	-	60	50	47
1-2	100	-	50	-	71	36	19	41	43	-	40	50	37
2- 4	-	-	-	50	29	7	19	6	28,5	-	-	-	13
4- 6	-	-	-	-	-	7	-	6	-	-	-	-	2,5
≥ 6	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1

Tabela 17. Szkic przebiegu zjawisk w miesiącach i w porach dnia w pięcioleciu 1961-1965 na lotnisku Olsztyn Dajtki (1 mgła, 2 burze, 3 Snieżyce, 4 szron, 5 opad silny)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Noc (20-5)	3 i 4	3i 4	4 i 5	1	4	2			1i 2	1 i 4	1i 4	3 i 4
Rano (5-10)	1 i 3i 4	1i 3i 4	3i 4i 5	1	1 i 4		1	1	1 i 4	1 i 4	1i 4	4
Południe (10-15)	1i 3 i 4	3	3, 5	5							1	1, 3
po południu (15-200)	1i 3i 4	3	3i 5		2		2	2i 5			1 i 3	1
% S i N v>5m/s	20,4	18,7	11,8	1,3	2,4	1,3	1,4	7,6	9,6	7,9	12	19

6.7. Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy

Autor : Emilia OLCZAK

Opiekun naukowy: Katarzyna GRABOWSKA

Klimat lotniska Ławicy w Poznaniu

W pracy **E. Olczak (2008)** p.t. *Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy* określono warunki meteorologiczne, które decydują o pomyślnym przebiegu operacji lotniczych oraz warunki pogodowe występujące podczas startu na trasie lotu i w miejscu lądowania statku powietrznego. Wystąpienie niesprzyjających warunków pogody w trakcie trwania lotu nie jest tak niebezpieczne jak w momencie startu czy lądowania statku powietrznego. Start i lądowanie zalicza się do najbardziej newralgicznych punktów całej operacji lotniczej. Najbardziej niepożądanymi warunkami pogody mogącymi zakłócić bądź uniemożliwić manewr startu czy lądowania są nagłe zmiany kierunku i prędkości wiatru, niska podstawa chmur, ograniczenie widzialności poziomej przy braku specjalistycznego oświetlenia i urządzeń radionawigacyjnych oraz wystąpienie burzy. Rejon lotniska, w którym odbywa się początkowa i końcowa faza lotu jest więc miejscem szczególnym, które wymaga szczegółowej charakterystyki klimatu, a zwłaszcza tych elementów które mogą stanowić zagrożenie dla bezpieczeństwa ruchu lotniczego w obrębie lotniska.

W tej pracy za elementy klimatu utrudniające bądź uniemożliwiające wykonywanie manewru startu czy lądowania na lotnisku Poznań-Ławica uznano: prędkość i kierunek wiatru, występowanie zjawisk ograniczających widzialność (mgły, opadu silnego, zamieci śnieżnej, mżawki) i zjawisk szczególnie niebezpiecznych (burzy, gołedzi i gradu).

Wystąpienie któregośkolwiek z omawianych w pracy zjawisk i elementów meteorologicznych prowadzi do powstania znacznych ograniczeń w obsłudze ruchu lotniczego, stwarzając zagrożenie dla statku powietrznego będącego w trakcie lotu jak również w momencie wykonywania manewru startu bądź lądowania. Uchwycenie prawidłowości występowania, zarówno w przebiegu rocznym, jaki i dobowym, niebezpiecznych zjawisk i elementów meteorologicznych dla działalności lotniczej jest więc bardzo istotne. Dlatego w pracy podjęto próbę wydzielenia okresów, w których warunki meteorologiczne w największym stopniu utrudniają pracę poznańskiego portu lotniczego. Wydzielenia oparto na łącznej średniej liczbie dni z omawianymi zjawiskami i elementami meteorologicznymi uwzględniając ich przebieg roczny i dobowy.

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, iż nie ma miesięcy całkowicie pozbawionych dni z niekorzystnymi warunkami pogody dla działalności lotniczej. Na podstawie zbiorczej tabeli uwzględniającej średnią liczbę dni z badanymi w pracy elementami i zjawiskami meteorologicznymi można wnioskować, iż najbardziej niekorzystny okres dla działalności lotniczej przypada na miesiące od października do lutego. Na tle wspomnianych miesięcy szczególnie wyróżnia się listopad, z największą łączną średnią liczbą dni (21) badanych elementów i zjawisk meteorologicznych. Korzystniejsze warunki pogodowe dla obsługi ruchu lotniczego obserwowane są od marca do września, najmniej dni z niebezpiecznymi warunkami atmosferycznymi dla lotnic-

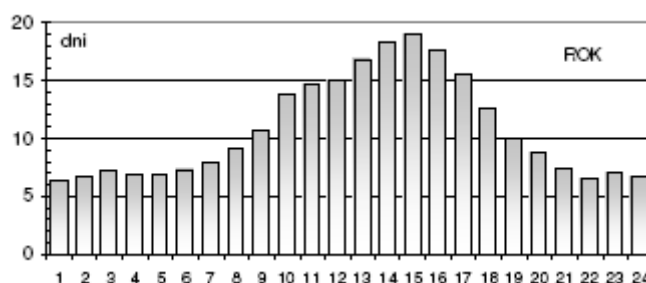
twą obserwuje się w kwietniu (średnio 11,6) i we wrześniu (średnio 11,8). Od września do lutego największy udział w średniej liczbie dni z niekorzystnymi warunkami ma średnia liczba dni z mgłą, w marcu i w kwietniu średnia liczba dni z wiatrem silnym, a od maja do sierpnia średnia liczba dni z burzami.

Bardzo istotną częścią opracowania było wskazanie przedziałów godzinnych w ciągu doby, w których można się najczęściej spodziewać niekorzystnych atmosferycznych warunków lotu. Na podstawie zbiorczych tabel średniej liczby dni z niekorzystnymi warunkami pogody dla działalności lotniczej dokonano charakterystyki rozkładu dobowego tych warunków w poszczególnych miesiącach.

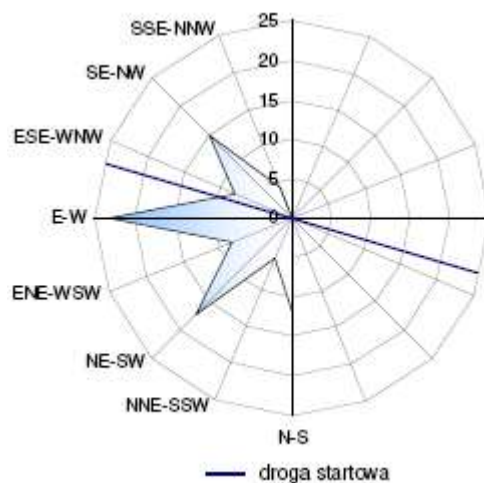
Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-4, tab. 1-33)



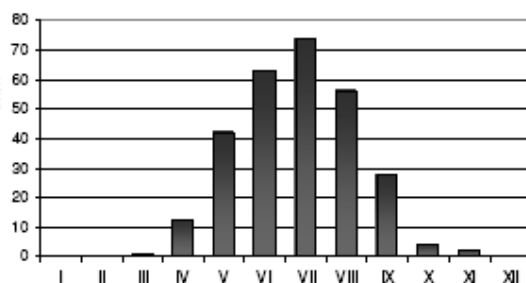
Rys.1. Położenie lotniska Poznań-Lawica (źródło: Okolice Poznania. Mapa samochodowo-turystyczna, skala 1:200000, 2002, BIK, Piła)



Rys. 2. Średnia roczna liczba dni z wiatrem silnym w przedziałach godzinnych doby na lotnisku Poznań-Lawica w latach 1954-1965



Rys. 3. Wykres obciążenia wiatrowego (%) dla ośmiu kierunków na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965



Rys. 4.. Przebieg roczny liczby przypadków burzy na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

Tabela 1. Częstość kierunków wiatru (w %) na lotnisku Poznań-Ławica w wieloleciu 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	2,6	4,6	6,0	7,1	6,1	7,5	7,9	4,8	3,3	2,5	3,1	2,8	4,9
NNE	0,9	0,5	0,8	3,2	3,5	1,9	1,5	1,1	0,3	0,4	0,7	1,0	1,3
NE	3,9	5,2	6,4	6,1	7,3	3,7	5,6	4,0	2,1	3,5	2,7	3,5	4,5
ENE	2,9	4,0	3,7	2,4	3,4	3,1	1,5	1,7	1,2	1,8	2,2	1,7	2,5
E	6,8	11,5	21,1	13,0	11,4	8,1	6,1	6,2	9,1	8,6	13,9	9,2	10,4
ESE	2,2	4,7	4,9	2,6	3,1	2,8	1,7	2,3	2,6	4,2	7,4	2,4	3,4
SE	7,7	6,3	8,4	9,4	5,7	6,2	4,3	4,2	8,5	9,2	10,9	7,9	7,4
SSE	2,0	3,4	2,3	2,4	1,3	3,6	1,2	2,4	2,7	3,0	1,9	3,0	2,4
S	9,9	6,3	4,7	5,0	3,6	5,9	6,4	6,5	7,5	10,5	7,2	9,5	6,9
SSW	6,8	4,5	2,0	2,5	2,4	3,5	5,4	4,3	4,4	5,3	3,2	5,8	4,2
SW	15,0	10,9	7,8	9,4	7,9	8,8	12,8	16,0	15,2	16,7	14,5	17,8	12,7
WSW	7,2	5,2	4,9	3,2	5,6	4,7	9,1	7,0	5,6	5,2	5,7	6,9	5,9
W	11,7	14,6	10,5	9,1	12,2	13,1	14,9	17,3	14,6	10,8	10,1	13,5	12,7
WNW	5,0	3,0	4,0	4,4	4,2	7,6	5,6	5,7	4,4	3,9	3,0	3,5	4,5
NW	6,4	7,0	5,1	10,1	11,5	9,6	8,2	7,5	6,9	4,7	4,4	5,2	7,2
NNW	1,1	1,5	1,8	2,8	3,5	2,4	2,2	1,1	2,2	0,6	1,3	1,0	1,8
Cisza	7,9	6,7	5,5	7,3	7,3	7,5	5,6	7,7	9,4	9,0	7,6	5,3	7,2

Tabela 2. Średnia prędkość wiatru z poszczególnych kierunków na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	ROK
N	4,1	5,0	4,9	5,4	4,1	4,1	4,8	4,1	4,2	3,8	3,6	4,1	4,3
NNE	4,2	3,2	6,6	5,9	4,8	4,4	4,0	4,0	3,4	1,3	3,0	5,3	4,2
NE	4,4	4,5	4,9	5,2	5,0	4,5	3,8	3,5	3,8	3,7	3,9	4,2	4,3
ENE	4,7	3,9	4,8	5,5	4,6	4,1	4,3	3,9	2,9	3,4	4,1	6,0	4,4
E	5,2	4,4	4,5	5,6	4,9	4,0	3,6	3,3	3,4	3,7	4,1	4,7	4,3
ESE	3,4	3,8	4,1	4,8	4,1	4,0	4,3	3,0	3,4	3,7	3,4	4,4	3,9
SE	3,6	3,3	3,6	3,5	3,9	3,3	2,6	2,4	2,6	3,0	3,2	2,9	3,2
SSE	3,3	3,3	2,5	3,3	3,3	3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	2,9	3,2	3,0
S	4,0	4,3	4,2	3,4	3,6	3,0	3,3	2,8	2,9	3,2	3,3	3,1	3,4
SSW	5,4	4,9	4,3	4,4	4,1	4,3	3,3	3,9	4,0	4,3	4,1	4,3	4,3
SW	4,7	5,2	4,5	3,9	4,2	3,8	3,9	4,2	4,3	4,0	4,2	4,5	4,3
WSW	6,4	6,9	5,8	6,8	4,5	5,4	4,4	5,4	4,7	5,6	5,8	6,2	5,7
W	5,9	6,4	6,9	6,5	5,8	5,3	5,7	5,3	5,6	5,7	5,5	6,1	5,9
WNW	6,4	6,6	6,6	6,5	6,3	6,7	5,7	5,4	5,5	5,1	5,5	6,4	6,1
NW	4,7	5,2	6,2	5,7	5,5	4,9	5,1	4,9	4,2	4,5	4,5	5,1	5,0
NNW	6,0	5,0	5,5	5,0	5,9	4,8	5,2	4,0	3,6	4,3	3,9	4,8	4,8

Tabela 3. Średnia liczba dni z wiatrem silnym w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

godz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-1	0,7	0,8	0,8	0,2	0,4	0,3	0,1	0,1	0,4	0,3	1,2	1,1	6,3
1-2	0,8	1,0	0,8	0,4	0,4	0,3	0,1	0,3	0,4	0,3	1,1	0,9	6,7
2-3	1,0	1,0	0,8	0,5	0,4	0,2	0,3	0,3	0,5	0,3	1,0	0,8	7,1
3-4	1,0	1,3	0,8	0,5	0,3	0,1	0,3	0,2	0,4	0,3	1,0	0,6	6,8
4-5	0,8	1,5	0,8	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,9	0,7	6,8
5-6	0,8	1,5	0,8	0,5	0,5	0,3	0,1	0,3	0,4	0,3	0,9	0,8	7,3
6-7	1,0	1,6	0,9	0,7	0,5	0,3	0,1	0,3	0,4	0,5	0,9	0,8	7,8
7-8	1,3	1,8	0,8	0,8	0,8	0,2	0,1	0,4	0,3	0,6	1,2	1,0	9,2
8-9	1,4	1,9	1,4	0,9	0,7	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,8	1,3	10,7
9-10	1,7	2,2	2,0	1,0	1,3	0,5	0,8	0,8	0,7	0,7	0,9	1,3	13,8
10-11	1,4	2,2	2,0	1,2	1,1	1,1	0,9	1,1	0,9	0,6	0,9	1,3	14,6
11-12	1,7	2,0	2,1	1,4	1,2	1,3	0,8	1,0	0,9	0,5	1,3	1,0	15,0
12-13	2,0	2,1	2,3	1,8	1,3	1,2	0,8	1,2	1,1	0,6	1,3	1,3	16,8
13-14	1,9	2,3	2,4	1,9	1,3	1,1	1,3	1,2	1,4	0,8	1,4	1,4	18,4
14-15	1,8	2,2	2,5	1,9	1,3	1,8	1,3	1,5	1,2	0,8	1,3	1,3	18,9
15-16	1,6	2,1	2,6	1,8	1,3	1,8	1,0	1,4	1,1	0,7	1,2	1,1	17,7
16-17	1,5	2,0	2,3	1,5	1,4	1,3	0,8	0,9	1,3	0,5	1,1	1,1	15,5
17-18	1,2	1,8	1,5	1,0	1,1	1,0	0,9	0,9	1,0	0,5	0,7	1,0	12,6
18-19	1,3	1,4	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,4	1,0	1,0	10,0
19-20	1,2	1,3	0,8	0,4	0,6	0,5	0,6	0,5	0,3	0,4	1,1	1,1	8,8
20-21	1,0	1,2	1,0	0,4	0,6	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	1,1	1,0	7,4
21-22	0,8	1,2	0,7	0,3	0,5	0,2	0,1	0,3	0,1	0,3	0,9	1,2	6,6
22-23	0,7	1,3	0,7	0,2	0,5	0,2	0,3	0,3	0,1	0,5	1,1	1,3	7,0
23-24	0,7	1,2	0,6	0,2	0,3	0,6	0,3	0,2	0,2	0,5	1,2	1,0	6,7

Tabela 4. Średnia liczba dni z wiatrem bardzo silnym w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

Godz.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	-	-	-	0,1	-	-	-	0,8
1-2	0,2	0,3	0,1	0,1	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,8
2-3	0,2	0,3	0,1	-	-	-	0,1	-	0,1	-	-	0,2	0,9
3-4	0,3	0,3	0,1	-	-	-	-	-	0,1	-	-	0,3	1,0
4-5	0,4	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	0,9
5-6	0,3	0,3	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,8
6-7	0,3	0,3	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,8
7-8	0,3	0,3	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,7
8-9	0,3	0,4	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,8
9-10	0,4	0,5	0,1	-	0,1	-	-	-	-	-	0,1	0,1	1,3
10-11	0,3	0,4	0,2	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	1,1
11-12	0,3	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	1,0
12-13	0,3	0,3	0,3	-	-	-	-	0,1	-	-	0,1	0,1	1,2
13-14	0,2	0,3	0,3	-	0,1	-	-	0,1	-	-	0,1	-	1,1
14-15	0,4	0,3	0,2	-	0,1	-	-	0,1	-	-	-	-	1,0
15-16	0,3	0,3	0,2	-	-	-	0,1	0,1	-	-	-	0,1	1,0
16-17	0,3	0,3	0,2	-	0,3	-	0,2	0,1	0,1	-	-	-	1,3
17-18	0,2	0,2	0,2	-	0,0	-	0,1	0,1	-	-	-	0,1	0,8
18-19	0,2	0,2	0,2	-	0,2	-	-	0,1	0,1	-	-	0,1	0,9
19-20	0,2	0,1	0,0	-	0,1	-	0,1	-	-	-	-	-	0,4
20-21	0,2	0,1	0,1	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	0,4
21-22	0,2	0,1	0,1	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	0,4
22-23	0,2	0,3	0,1	-	0,1	-	0,1	-	-	-	-	-	0,7
23-24	0,2	0,3	-	-	0,1	-	0,0	-	0,1	-	-	-	0,7

Tabela 5. Udział (%) przypadków wiatru o prędkości 10-15 m/s o różnym czasie trwania na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
0-0,5	9,7	7,8	6,3	27,9	27,3	29,4	35,6	25,9	35,2	23,3	16,7	10,3	19,5
0,5-1	9,7	8,9	12,7	9,8	10,9	21,6	13,3	24,1	14,8	10,0	7,6	17,2	13,1
1-2	19,4	14,4	16,5	14,8	12,7	11,8	20,0	20,7	16,7	23,3	18,2	12,1	16,4
2-4	23,6	28,9	21,5	21,3	20,0	15,7	17,8	13,8	13,0	10,0	21,2	27,6	20,6
4-6	8,3	17,8	21,5	14,8	10,9	9,8	6,7	6,9	11,1	10,0	13,6	12,1	12,7
6-8	12,5	6,7	5,1	0,0	3,6	2,0	4,4	5,2	3,7	3,3	13,6	6,9	6,0
8-10	8,3	2,2	5,1	3,3	5,5	2,0	-	-	1,9	10,0	3,0	3,4	3,6
10-12	2,8	6,7	3,8	3,3	7,3	3,9	2,2	3,4	3,7	3,3	1,5	1,7	3,8
12-14	4,2	2,2	1,3	1,6	1,8	2,0	-	-	-	-	1,5	1,7	1,5
14-16	1,4	0,0	1,3	1,6	-	-	-	-	-	3,3	-	3,4	0,8
16-18	-	3,3	3,8	0,0	-	2,0	-	-	-	3,3	1,5	-	1,3
18-20	-	1,1	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	1,7	0,4
20-22	-	-	-	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
22-24	-	-	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7	0,3

Tabela 6. Stopień ograniczenia widzialności przez hydrometeory zależny od intensywności zjawiska

Zjawiska	Słaba	Umiarkowana	Silna
Zamglenie	10-4	4-2	2-1
Mgła	1-0,5	0,5-0,2	0,2-0,0
Mżawka	3-2	2-1	<1
Deszcz przelotny	10-6	6-4	<1
Deszcz jednostajny	5-4	4-2	2-1
Śnieg	>3	3-1,5	1,5-0,5

Tabela 7. Przebieg roczny średniej liczby dni z mgłą w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-1	1,3	1,6	1,2	0,1	0,3	-	0,3	0,3	0,9	4,0	3,1	1,5	14,6
1-2	1,3	1,8	1,4	0,1	0,3	0,1	0,3	0,5	1,1	4,4	2,9	1,8	16,1
2-3	1,3	1,9	1,8	0,5	0,6	0,5	0,6	0,8	1,3	4,4	3,2	1,8	18,4
3-4	1,5	2,0	1,9	0,7	1,0	1,0	1,4	1,1	1,4	4,6	3,4	1,8	21,8
4-5	1,6	1,9	2,3	1,4	1,1	1,2	1,8	1,2	1,9	5,0	3,5	1,8	24,5
5-6	2,1	2,2	2,3	1,6	1,1	0,7	1,7	1,9	2,8	5,5	3,7	1,9	27,3
6-7	1,8	2,6	2,7	1,7	0,6	0,3	0,9	1,6	3,1	5,3	4,3	2,1	26,9
7-8	2,4	3,0	2,7	1,1	0,3	-	0,8	0,8	3,1	5,1	5,3	2,5	27,1
8-9	2,4	2,8	2,3	0,7	0,1	-	0,3	0,6	1,9	4,3	4,9	2,7	22,8
9-10	2,1	2,5	1,8	0,5	-	-	-	0,3	0,9	2,8	4,4	2,5	17,8
10-11	1,7	1,6	1,5	0,1	-	-	-	-	0,4	1,8	3,4	2,0	12,4
11-12	1,8	1,3	0,9	-	-	-	-	-	0,3	0,8	2,9	1,8	9,8
12-13	1,5	0,9	0,3	-	-	-	-	-	-	0,6	2,2	1,5	7,0
13 - 14	1,3	0,9	0,3	-	-	-	-	-	-	0,3	1,8	1,3	6,1
14 - 15	1,4	0,9	0,2	-	-	-	-	-	-	0,3	1,8	1,2	5,8
15 - 16	1,5	0,9	0,2	-	-	-	-	-	-	0,3	2,0	1,3	6,3
16 - 17	1,8	1,0	0,3	-	-	-	-	-	-	0,5	1,7	1,4	6,8
17 - 18	1,8	1,1	0,4	-	-	-	-	-	-	0,8	1,8	1,2	7,1
18 - 19	1,5	1,3	0,5	-	-	-	-	-	-	0,8	1,8	1,3	7,3
19 - 20	1,5	1,5	0,4	-	-	-	-	-	-	1,0	1,9	1,3	7,6
20 - 21	1,5	1,6	0,4	-	-	-	-	-	-	1,8	1,9	1,2	8,3
21 - 22	1,3	1,6	0,5	-	-	-	-	-	-	2,2	2,0	1,3	8,8
22 - 23	1,5	1,7	0,8	-	-	-	-	0,1	-	2,8	2,3	1,3	10,4
23 - 24	1,5	1,8	1,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	3,0	2,3	1,4	11,6

Tabela 8. Średnia liczba dni z mgłą na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VII	IX	X	XI	XII	Rok
5,8	5,5	4,4	2,0	2,1	1,6	2,4	2,3	4,2	9,6	8,8	6,4	55,1

Tabela 9. Średnia liczba godzin z mgłą na lotnisku Poznań-Ławica w poszczególnych miesiącach wielolecia 1954-1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
30,2	32,3	25,9	6,8	4,0	2,5	6,0	7,4	15,9	56	62,7	32,6	282,1

Tabela 10. Średnia liczba dni z mgłą o różnej intensywności na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Słaba	4,7	4,6	3,5	1,7	1,7	1,0	2,0	1,6	2,9	7,8	8,1	5,5	45,0
Umiarkowana	2,8	3,5	3,1	1,1	0,8	0,4	1,1	1,3	2,5	6,1	5,4	3,9	32,0
Gęsta	1,1	1,9	1,3	0,8	0,4	0,1	0,3	0,8	1,8	5,0	3,4	1,8	18,7

Tabela 11. Udział (%) liczby dni z mgłą o różnym czasie trwania (godz.) na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

L. godz	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-0,5	7,4	3,0	7,5	-	4,3	16,7	6,9	-	3,9	3,5	5,7	5,3	5,0
0,5-1.	4,4	-	1,9	8,3	21,7	0,0	20,7	10,7	5,9	5,2	3,8	7,9	5,9
1-2	11,8	19,4	13,2	25,0	26,1	55,6	17,2	35,7	21,6	13,9	11,3	17,1	17,7
2-4	29,4	28,4	20,8	33,3	34,8	27,8	37,9	25,0	33,3	15,7	16,0	22,4	24,0
4-6	14,7	14,9	15,1	20,8	13,0	-	17,2	10,7	15,7	24,3	17,9	15,8	16,9
6-8	2,9	9,0	9,4	8,3	-	-	-	17,9	7,8	12,2	9,4	5,3	7,9
8-10	7,4	7,5	11,3	4,2	-	-	-	-	7,8	11,3	11,3	11,8	8,4
10-12	8,8	6,0	11,3	-	-	-	-	-	-	8,7	5,7	7,9	5,8
12-14	4,4	1,5	3,8	-	-	-	-	-	2,0	0,9	2,8	-	1,7
14-16	-	1,5	1,9	-	-	-	-	-	-	1,7	0,9	2,6	1,1
16-18	2,9	-	1,9	-	-	-	-	-	-	-	4,7	0,0	1,2
18-20	4,4	-	1,9	-	-	-	-	-	-	-	2,8	2,6	1,4
20-22	-	3,0	-	-	-	-	-	-	-	0,9	4,7	-	1,2
22-24	1,5	6,0	-	-	-	-	-	-	2,0	1,7	2,8	1,3	1,8

Tabela 12. Częstość (%) występowania mgły przy określonej prędkości wiatru

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-2	60,0	63,8	63,6	60,0	50,0	50,0	72,7	66,7	78,1	62,5	67,1	58,8	64,0
>2-5	31,7	21,3	29,5	25,0	33,3	50,0	27,3	33,3	21,9	36,1	30,6	33,3	30,2
>5-10	8,3	14,9	6,8	15,0	16,7	0,0	-	-	-	1,4	2,4	7,8	5,8
>10-15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
>15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 13. Współczynnik korelacji między liczbą przypadków wiatru z danego kierunku a liczbą przypadków z tym kierunkiem wiatru i mgłą

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0,56	0,35	0,5	0,57	0,79	0,28	0,61	0,53	0,55	0,72	0,68	0,65	0,64

Tabela 14. Współczynnik korelacji pomiędzy liczbą przypadków wiatru z określonego przedziału prędkości a liczbą przypadków z tą prędkością wiatru i mgłą

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0,59	0,53	0,32	0,65	0,84	0,78	0,6	0,72	0,64	0,82	0,69	0,6	0,55

Tabela 15. Stopień ograniczenia widzialności przez opady o dużej intensywności (Szewczak, 2007)

Rodzaj opadu	Widzialność w km
Mżawka	< 1
Deszcz przelotny	< 1
Deszcz jednostajny	2-1
Śnieg	1,5-0,5

Tabela 16. Przebieg roczny średniej liczby dni z opadem silnym w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-1	-	-	0,1	-	0,1	-	-	-	-	0,1	0,1	-	0,4
1-2	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	0,1	0,1	-	0,3
2-3	-	-	-	0,1	-	-	-	0,1	-	0,1	0,1	-	0,4
3-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	0,2
4-5	0,1	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,2	-	0,4
5-6	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	0,3
6-7	0,1	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,1	-	0,3
7-8	-	0,1	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	0,2
8-9	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
9-10	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
10-11	-	0,1	-	-	-	0,1	0,2	-	-	-	0,1	0,1	0,6
11-12	-	-	-	-	0,1	0,2	0,2	0,2	-	0,1	-	-	0,8
12-13	-	-	-	-	0,1	0,1	0,3	-	0,1	0,1	-	0,1	0,7
13-14	-	-	-	-	-	0,2	0,2	-	0,2	-	0,1	-	0,7
14-15	0,1	0,1	0,1	-	0,1	0,1	0,1	-	-	-	-	-	0,6
15-16	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	-	-	-	0,1	-	-	0,1	0,9
16-17	-	0,1	-	0,1	-	-	0,1	0,1	0,2	-	0,1	0,1	0,8
17-18	-	0,2	-	-	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	-	0,1	0,1	1,0
18-19	-	0,2	-	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	-	0,1	0,2	1,2
19-20	-	0,1	-	0,1	-	0,1	0,1	0,1	-	-	0,1	0,2	0,8
20-21	-	-	-	0,1	0,1	0,1	-	0,3	-	-	0,1	0,1	0,8
21-22	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,2	-	0,2	-	0,5
22-23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	0,2
23-24	-	-	0,1	-	0,1	-	-	-	-	-	0,1	-	0,3

Tabela 17. Średnia liczba dni z opadem silnym na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0,7	0,4	0,5	0,8	0,8	0,8	0,9	1,1	0,8	0,2	0,9	0,5	8,3

Tabela 18. Średnia liczba godzin z opadem silnym na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954 -1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
0,3	0,6	0,1	0,1	0,3	0,4	0,5	0,2	0,2	0,2	1,1	0,6	4,7

Tabela 19.. Średnia liczba godzin z zamięcią śnieżną na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954 -1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
3,5	3,2	6,6	-	-	-	-	-	-	-	0,7	1,5	15,3

Tabela 20. Przebieg roczny średniej liczby dni z zamięcią śnieżną w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0 - 1	0,7	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,3
1 - 2	0,7	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,3
2 - 3	0,6	0,1	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	1,3
3 - 4	0,6	0,1	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,1	1,4
4 - 5	0,6	0,1	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,1	1,4
5 - 6	0,6	0,2	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,1	1,5
6 - 7	0,5	0,3	0,4	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,1	1,4
7 - 8	0,4	0,3	0,4	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	1,3
8 - 9	0,4	0,2	0,4	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	1,2
9 - 10	0,4	0,2	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,1
10 - 11	0,4	0,1	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,1
11 - 12	0,4	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,0
12 - 13	0,4	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,0
13 - 14	0,5	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0
14 - 15	0,5	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8
15 - 16	0,5	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8
16 - 17	0,7	0,1	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1
17 - 18	0,7	0,1	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,2
18 - 19	0,7	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,3
19 - 20	0,6	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,2
20 - 21	0,6	0,2	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	1,3
21 - 22	0,6	0,2	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,3
22 - 23	0,6	0,2	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,3
23 - 24	0,6	0,1	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,2

Tabela 21. Udział (%) przypadków zamieci śnieżnej o różnym czasie trwania na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

Godz	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,5-1.	-	30,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,0
1- 2	14,3	10,0	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,0
2- 4	42,9	10,0	33,3	-	-	-	-	-	-	-	50,0	50,0	30,0
4- 6	14,3	20,0	11,1	-	-	-	-	-	-	-	50,0	-	16,7
6- 8	-	10,0	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,7
8-10	-	10,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,3
10-12	-	10,0	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,7
12-14	14,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50,0	6,7
14-16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16-18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18-20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22-24	14,3	-	22,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,0

Tabela 22. Średnia liczba godzin z mżawką na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
17,4	14	9,2	8,3	3,5	2,3	1,2	2,5	1,6	12,6	32,9	21,7	127,2

Tabela 23. Przebieg roczny średniej liczby dni z mżawką w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0 - 1	1,0	1,1	0,6	0,4	0,2	0,1	-	0,1	0,1	0,3	1,7	1,1	6,6
1-2	0,8	1,0	0,4	0,4	0,1	0,1	-	0,1	0,1	0,7	1,8	0,9	6,4
2-3	0,5	0,9	0,3	0,4	0,1	0,1	-	0,1	0,3	0,8	1,8	0,8	6,1
3-4	0,8	1,0	0,4	0,6	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	1,3	1,8	1,0	7,6
4-5	1,1	0,8	0,3	0,6	0,3	0,2	0,1	0,3	-	1,1	2,0	1,3	7,9
5-6	1,0	0,5	0,3	0,8	0,4	0,2	0,2	0,4	0,3	0,8	1,8	1,4	8,1
6-7	0,9	0,6	0,7	0,8	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,9	1,5	1,4	8,3
7-8	0,9	0,7	0,8	0,6	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	1,3	1,5	1,2	8,5
8-9	0,9	0,7	0,9	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	1,4	2,2	1,3	9,6
9-10	1,1	0,7	0,8	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	1,7	2,3	1,2	9,4
10-11	1,0	0,9	0,8	0,5	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	1,0	2,2	1,0	8,3
11-12	1,2	0,7	0,7	0,5	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,4	1,9	1,0	7,0
12-13	1,1	0,6	0,8	0,4	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,6	2,3	1,3	7,8
13 - 14	0,8	0,8	0,9	0,4	0,3	0,2	0,1	0,2	-	0,8	2,1	1,2	7,7
14 - 15	0,7	0,7	0,8	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	-	0,4	1,9	1,2	6,6
15 - 16	0,7	0,8	0,6	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	-	0,5	1,3	1,6	6,3
16 - 17	0,9	0,9	0,5	0,4	0,3	0,1	0,3	0,1	-	0,3	1,4	1,7	6,9
17 - 18	1,1	0,7	0,5	0,4	0,3	0,1	0,2	-	-	0,6	1,4	1,6	6,8
18 - 19	1,1	0,8	0,4	0,3	0,3	0,1	-	0,2	-	0,7	1,3	1,2	6,2
19 - 20	1,3	0,8	0,3	0,4	0,2	0,2	-	0,2	-	0,7	1,4	1,1	6,4
20 - 21	0,9	1,0	0,3	0,5	0,2	0,2	-	0,1	-	0,8	1,3	1,2	6,4
21 - 22	1,1	0,8	0,4	0,5	0,2	0,2	-	0,1	-	0,7	1,8	1,3	7,0
22 - 23	1,3	0,9	0,4	0,3	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	1,8	1,3	7,0
23 - 24	1,1	0,8	0,4	0,3	-	0,1	-	0,1	0,1	0,4	1,3	1,1	5,8

Tabela 24. Przebieg roczny średniej liczby dni z burzą w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0 - 1	-	-	0,1	0,3	0,2	0,4	0,7	0,5	0,3	-	-	-	2,3
1 - 2	-	-	-	0,3	0,1	0,3	0,8	0,4	0,2	0,1	-	-	2,1
2 - 3	-	-	-	0,2	-	0,4	0,4	0,3	0,3	0,1	-	-	1,6
3 - 4	-	-	-	-	0,1	0,3	0,5	0,3	0,2	-	-	-	1,4
4 - 5	-	-	-	-	0,1	-	0,4	0,2	0,2	0,1	-	-	0,9
5 - 6	-	-	-	0,1	0,3	-	0,3	0,1	0,3	-	0,1	-	1,2
6 - 7	-	-	-	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	-	-	-	1,1
7 - 8	-	-	-	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	-	0,1	-	1,0
8 - 9	-	-	-	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	-	-	-	0,8
9 - 10	-	-	-	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-	-	0,5
10 - 11	-	-	-	-	0,2	0,2	0,1	-	0,1	-	-	-	0,5
11 - 12	-	-	-	-	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	-	-	-	0,8
12 - 13	-	-	-	-	0,2	0,3	0,5	0,3	-	-	-	-	1,3
13 - 14	-	-	-	-	0,3	0,2	0,4	0,2	0,1	-	-	-	1,2
14 - 15	-	-	-	0,1	0,5	0,7	0,8	0,6	0,1	-	-	-	2,8
15 - 16	-	-	-	0,1	0,3	0,8	1,0	0,7	0,1	-	-	-	2,8
16 - 17	-	-	-	0,1	0,3	0,9	0,8	0,6	0,3	-	-	-	2,9
17 - 18	-	-	-	0,2	0,5	1,3	1,0	0,7	0,5	-	-	-	4,1
18 - 19	-	-	-	0,1	0,7	1,3	1,3	0,8	0,3	-	-	-	4,3
19 - 20	-	-	-	0,3	0,7	0,8	1,3	0,8	0,3	0,1	-	-	4,3
20 - 21	-	-	-	0,2	0,8	0,8	1,2	0,8	0,3	0,1	-	-	4,1
21 - 22	-	-	-	0,1	0,8	0,9	1,0	1,1	0,3	-	-	-	4,2
22 - 23	-	-	-	0,1	0,8	0,9	0,5	0,8	0,4	-	-	-	3,6
23 - 24	-	-	0,1	0,1	0,5	0,7	0,6	0,5	0,5	0,1	-	-	3,0

Tabela 25. Średnia liczba przypadków burzy na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
-	-	0,1	1	3,5	5,3	6,2	4,7	2,3	0,3	0,2	-	23,5

Tabela 26. Średni czas (godz.) trwania burz na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954 -1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
w roku	-	-	0,1	1,5	4,4	7,1	8,2	5,8	2,8	0,4	0,1	-	30,2
w dniu z burzą	-	-	0,5	2,2	1,3	1,5	1,6	1,5	1,4	1,5	0,3	-	1,5
pojedynczej	-	-	0,9	1,5	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,1	0,3	-	1,3

Tabela 27. Udział (%) przypadków burz o różnym czasie trwania na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-0,5	-	-	50,0	-	34,1	17,2	18,9	21,8	34,5	25,0	100,0	-	23,2
0,5-1.	-	-	50,0	30,0	11,4	35,9	35,1	36,4	20,7	25,0	-	-	29,9
1- 2	-	-	-	50,0	43,2	28,1	31,1	21,8	27,6	50,0	-	-	30,6
2- 4	-	-	-	10,0	6,8	15,6	10,8	20,0	13,8	-	-	-	13,0
4- 6	-	-	-	10,0	4,5	3,1	4,1	-	3,4	-	-	-	3,2
> 6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 28. Przebieg roczny średniej liczby dni z gołoledzią w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0 - 1	0,1	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,4
1 - 2	0,2	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,6
2 - 3	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,7
3 - 4	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,8
4 - 5	0,4	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,9
5 - 6	0,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3	1,3
6 - 7	0,1	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3	0,8
7 - 8	0,2	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,4	0,9
8 - 9	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3	1,0
9 - 10	0,3	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,2	0,7
10 - 11	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	0,7
11 - 12	0,2	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,4
12 - 13	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
13 - 14	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
14 - 15	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2
15 - 16	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2
16 - 17	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
17 - 18	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
18 - 19	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2
19 - 20	0,1	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
20 - 21	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
21 - 22	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,3
22 - 23	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,2
23 - 24	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	0,2

Tabela 29. Średnia liczba dni z gołoledzią na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1,3	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,5	2,4

Tabela 30. Udział (%) liczby dni z gołoledzią o różnym czasie trwania na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0-0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,5-1.	-	16,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,4
1- 2	13,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	-	10,3
2- 4	13,3	50	-	-	-	-	-	-	-	-	50	33,3	27,6
4- 6	13,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33,3	13,8
6- 8	6,7	16,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33,3	13,8
8-10	20	16,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,8
10-12	6,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,4
12-14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14-16	6,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,4
16-18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18-20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22-24	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,3

Tabela 31. Średnia liczba godzin z gołoledzią na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954 -1965

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
11,7	2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	2,7	17,1

Tabela 32. Średnia liczba dni z określonymi zjawiskami i elementami meteorologicznymi na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wiatr 10-15 m/s	3,9	4,8	4,8	3,9	3,4	3,5	2,8	3,9	3,3	2	3,6	3,2
Wiatr >15 m/s	0,8	0,7	0,2	0,2	0,6	-	0,5	0,2	0,3	-	0,1	0,4
Mgła	5,8	5,5	4,4	2	2,1	1,6	2,4	2,3	4,2	9,6	8,8	6,4
Opad silny	0,7	0,4	0,5	0,8	0,8	0,8	0,9	1,1	0,8	0,2	0,9	0,5
Zamieć śnieżna	0,5	0,8	0,6	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,2
Mżawka	3,9	3,6	3,1	3,3	1,5	1,5	0,7	1,2	0,8	4,1	6,8	5,0
Burza	-	-	0,1	1	3,5	5,3	6,2	4,7	2,3	0,3	0,2	-
Gołoledź	1,3	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,5
Grad	-	-	-	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	-
	16,8	16,3	13,6	11,6	12,2	12,8	13,7	13,5	11,8	16,3	21	16,2

Tabela 33. Przebieg roczny łącznej średniej liczby dni z niekorzystnymi dla lotnictwa elementami i zjawiskami meteorologicznymi w przedziałach godzinnych na lotnisku Poznań-Ławica w latach 1954-1965

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0 - 1	3,9	4,1	3,3	1,0	1,3	0,8	1,0	1,0	1,8	4,8	6,0	3,8	32,7
1 - 2	3,9	4,5	3,1	1,3	0,9	0,7	1,3	1,3	1,9	5,6	5,9	3,8	34,1
2 - 3	3,8	4,5	3,5	1,7	1,1	1,2	1,4	1,4	2,3	5,7	6,1	3,8	36,5
3 - 4	4,4	5,0	3,8	1,8	1,5	1,5	2,3	1,8	2,3	6,2	6,6	3,8	40,9
4 - 5	5,0	4,8	3,9	2,4	1,8	1,6	2,5	1,8	2,5	6,5	6,8	4,2	43,8
5 - 6	5,3	5,0	4,1	2,9	2,3	1,1	2,3	2,7	3,7	6,7	6,9	4,8	47,6
6 - 7	4,7	5,6	4,8	3,3	1,8	0,8	1,5	2,3	4,1	6,8	7,2	4,8	47,5
7 - 8	5,4	6,3	4,8	2,7	1,8	0,6	1,4	1,6	3,8	6,9	8,3	5,3	48,8
8 - 9	5,8	6,3	5,1	2,2	1,3	1,1	1,1	1,6	2,8	6,2	8,1	5,8	47,2
9 - 10	6,0	6,3	5,1	2,2	1,6	0,9	1,2	1,5	1,9	5,2	7,9	5,4	45,1
10 - 11	5,1	5,5	4,9	1,9	1,4	1,5	1,3	1,4	1,6	3,3	6,8	4,6	39,3
11 - 12	5,4	4,5	4,3	1,9	1,6	1,7	1,3	1,6	1,4	1,8	6,2	4,1	35,9
12 - 13	5,4	4,1	4,2	2,2	1,8	1,7	1,8	1,7	1,4	1,9	5,8	4,4	36,3
13 - 14	4,9	4,5	4,4	2,3	1,9	1,6	2,1	1,6	1,8	1,9	5,5	4,0	36,7
14 - 15	5,0	4,2	4,1	2,3	2,2	2,8	2,3	2,3	1,3	1,6	5,0	3,7	36,7
15 - 16	4,8	4,3	3,9	2,6	1,9	2,7	2,3	2,4	1,3	1,5	4,4	4,2	36,3
16 - 17	5,3	4,3	3,6	2,1	2,3	2,3	2,1	1,8	1,8	1,3	4,3	4,3	35,4
17 - 18	5,0	4,0	2,9	1,7	2,1	2,4	2,3	1,8	1,6	1,8	4,0	4,0	33,8
18 - 19	4,8	4,0	2,3	1,3	2,0	2,2	2,1	1,7	1,1	1,9	4,2	3,8	31,5
19 - 20	4,8	4,0	1,9	1,2	1,6	1,6	2,2	1,6	0,7	2,2	4,5	3,8	30,0
20 - 21	4,3	4,1	2,2	1,2	1,8	1,3	1,3	1,5	0,3	3	4,4	3,7	29,2
21 - 22	4,0	3,9	2,1	0,9	1,6	1,3	1,1	1,5	0,6	3,2	4,8	4,0	29,0
22 - 23	4,3	4,3	2,4	0,6	1,6	1,3	1,0	1,3	0,6	3,6	5,4	3,9	30,3
23 - 24	4,1	4,2	2,6	0,7	1,0	1,4	0,9	0,8	1,0	4,0	4,9	3,7	29,3

6.8. Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich

Autor: Jakub SZMYD

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

W pracy **J. Szmyda (2008)** p.t. *Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich* przyjęto kryterium stwierdzenia wystąpienia „dni falowych” na podstawie danych lotniczych. Podjęcie takiej decyzji umotywowane było przede wszystkim przekonaniem o obecności w tych dniach fali górskiej o dużej intensywności, dzięki której możliwe było wykonanie lotów szybowcowych w wyższe warstwy troposfery. Za podstawowy materiał źródłowy uznano dokumentacje lotnicze Aeroklubu Tatrzańskiego w Nowym Targu i Aeroklubu Podkarpackiego w Krośnie.

Informacje o fali górskiej uzyskane na podstawie danych z obu ośrodków lotniczych można uznać za reprezentatywne w odniesieniu do całych Karpat Polskich. Mimo tego, że wykorzystane dane lotnicze dotyczą tylko wybranych dni oraz ściśle zależą od czynników ludzkich, uzyskane dzięki nim informacje o fali górskiej można uznać za wiarygodne. Uzasadnieniem tego może być stosunkowo duża próba statystyczna (129 dni) pochodząca z ośrodków lotniczych położonych w różnych częściach Karpat Polskich, jej dość długi zakres czasowy (1957-2000), a także gwarancja uwzględnienia przypadków fali górskiej o dużej intensywności, umożliwiającej uzyskiwanie dużych (w tym „diamentowych”) przewyższeń w trakcie lotów szybowcowych.

W pierwszej części pracy podstawowym materiałem źródłowym wykorzystanym do badań fali górskiej w Karpatach Polskich była lista 129 „dni falowych” udokumentowanych danymi lotniczymi. Głównym celem tej części opracowania było poznanie przebiegu rocznego występowania tego zjawiska oraz ustaleniu jego uwarunkowań cyrkulacyjnych.

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że fala górska w Karpatach Polskich występuje przeważnie w półroczu chłodnym, w szczególności późną jesienią. Dane z Aeroklubów: Tatrzańskiego i Podkarpackiego wskazują, że do powstawania tego zjawiska najczęściej dochodzi w listopadzie. Dni tego miesiąca stanowiły aż 31,8% „dni falowych” udokumentowanych przez szybowników obu wspomnianych ośrodków lotniczych (41 ze 129 dni), z tego 35 dni przypadło na pierwsze dwie dekady listopada. W przebiegu rocznym minimum częstości występowania fali górskiej w Karpatach Polskich przypada na późną wiosnę i lato.

W pracy wykazano, że występowaniu fali górskiej w Karpatach Polskich najbardziej sprzyja adwekcja powietrza z południa, w dalszej kolejności zaś z południowozachodu. Pierwsze z wymienionych warunków cyrkulacyjnych panowały w 67, zaś drugie w 46 dniach spośród 129 „dni falowych” udokumentowanych danymi lotniczymi (odpowiednio 51,9% i 35,7% dni). Fala górska zdecydowanie rzadziej w Karpatach Polskich powstaje podczas napływu powietrza z południowo-wschodu. Takie warunki cyrkulacyjne wystąpiły zaledwie w 2 dniach (1,6%) wśród rozpatrywanych „dni falowych”.

Na podstawie dostępnej dokumentacji lotniczej stwierdzono, że fala górska w Karpatach Polskich częściej powstaje w sytuacjach cyklonalnych niż antycyklonalnych. Pierwsze z wymienionych warunków cyrkulacyjnych wystąpiły w 103, zaś drugie w 26 dniach spośród 129 rozpatrywanych „dni falowych” (odpowiednio 79,8% i 20,2%).

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują, że do powstania fali górskiej w Karpatach Polskich nie jest konieczne panowanie przez wiele dni warunków cyrkulacyjnych

sprzyjających temu zjawisku. Udokumentowane latami szybowcowymi przypadki wystąpienia tego zjawiska często przypadały na jedno- lub dwudniowy okres utrzymywania się określonego typu cyrkulacji atmosferycznej.

Uzyskane wnioski na temat warunków cyrkulacyjnych sprzyjających występowaniu fali górskiej w Karpatach Polskich stały się punktem wyjścia do dalszych rozważań. W celu ustalenia, w których okresach roku najczęściej pojawiają się korzystne dla tego zjawiska typy cyrkulacji atmosferycznej sporządzono ich charakterystykę na podstawie danych z lat 1951-2000.

W celu bardziej precyzyjnego określenia, w których okresach roku najczęściej występują typy cyrkulacji sprzyjające powstawaniu fali górskiej w Karpatach Polskich jako jednostki podstawowe w rozważaniach przyjęto także dni. Udział dni z cyrkulacją Sc lub SWc w poszczególnych dniach roku w latach 1951-2000 wyniósł od 0 (13 przypadków) do 26% (12 lutego). Typ cyrkulacji Sc i SWc występował szczególnie często w pierwszej połowie kwietnia i pierwszej połowie listopada. W trzeciej dekadzie maja, w czerwcu, lipcu i sierpniu wspomniane typy cyrkulacji pojawiały się rzadko.

W przypadku uwzględnienia typów cyrkulacji Sa i SWa rozmieszczenie w roku potencjalnych „okresów falowych” było nieco inne. Mały udział dni z cyrkulacją antycyklonalną południową lub południowo-zachodnią w pierwszej połowie kwietnia spowodował, że okres ten nie wyróżniał się na tle roku. Częsta adwekcja powietrza z południa i południo-zachodu zarówno podczas sytuacji cyklonalnych, jak i antycyklonalnych w pierwszej połowie listopada sprawiła natomiast, że okres ten można uznać za najbardziej korzystną pod względem warunków cyrkulacyjnych porę roku do powstawania fali górskiej w Karpatach Polskich. Do potencjalnych „okresów falowych” można także zaliczyć większą część października, trzecią dekadę marca oraz 11-13 lutego, jednak ze względu na ich mniejszą długość oraz większe dysproporcje udziału korzystnych warunków cyrkulacyjnych w kolejnych dniach charakteryzują się one niższą rangą niż pierwsza połowa listopada. Podobnie jak we wcześniejszym przypadku na okres trzecia dekada maja – koniec sierpnia przypadła mała liczba dni, w których wystąpiła adwekcja powietrza z południa lub południo-zachodu. Najkorzystniejsze do powstania i rozwoju fali górskiej typy cyrkulacji atmosferycznej, południowy cyklonalny i południowo-zachodni cyklonalny, w latach 1951-2000 w Polsce Południowej wystąpiły łącznie w 9,0% dni. Większy udział dni z tymi warunkami cyrkulacyjnymi miało półrocze chłodne. Najwięcej dni z typem cyrkulacji Sc i SWc we wspomnianym okresie wystąpiło w listopadzie. W przypadku uwzględnienia typów Sa i SWa uzyskane wyniki dotyczące przebiegu rocznego były podobne.

Charakterystyka warunków cyrkulacyjnych sprzyjających powstawaniu fali górskiej w Karpatach Polskich objęła także zmiany częstości ich występowania. Zastosowanie równań prostych regresji pozwoliło stwierdzić, że w latach 1951-2000 liczba dni w roku z najbardziej sprzyjającą występowaniu fali górskiej w Karpatach Polskich cyrkulacją południową cyklonalną wykazała tendencję malejącą (-2,9 dnia/10 lat). Jeszcze większym spadkiem częstości występowania we wspomnianym wieloleciu charakteryzowały się dni z cyrkulacją południową antycyklonalną (-4,2 dnia/10 lat). W przypadku dni z adwekcją powietrza z południo-zachodu stwierdzono tendencję rosnącą (SWc: 1,4 dnia/10 lat, SWa: 1,8 dnia/10 lat). Analiza regresji liniowej przeprowadzona łącznie z uwzględnieniem wszystkich dni z cyrkulacją Sc, Sa, SWc i SWa wykazała malejącą tendencję ich częstości (-4,0 dni/10 lat). Analogiczne badanie uwzględniające dane z półrocza chłodnego umożliwiło stwierdzenie spadku częstości występowania tych warunków cyrkulacyjnych w latach 1951-2000 (-2,3 dnia/10 lat). In-

formacje na temat zmian długości okresu roku z typami cyrkulacji Sc, Sa, SWc i SWa umożliwiają pośrednie stwierdzenie zmian częstości występowania fali górskiej w Karpatach Polskich w latach 1951-2000

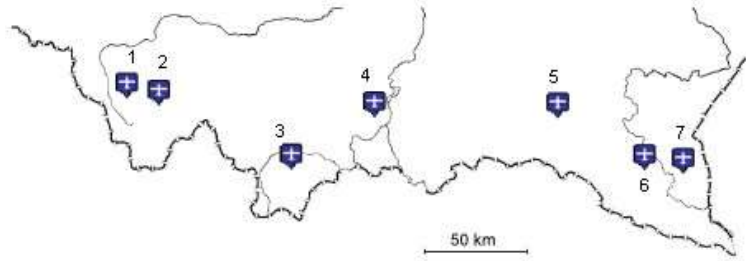
W pracy sporządzono także charakterystykę jednostek regionalnych fali Karpat Polskich. Czynniki decydującymi o ich specyficznych właściwościach są różnice w położeniu, wysokości i orientacji pasm górskich przyczyniających się do ich powstawania. Szczególny nacisk w charakterystyce położono na zagadnienia meteorologiczne o dużym znaczeniu dla lotnictwa.

W celu przedstawienia warunków meteorologicznych panujących w troposferze nad polską częścią łańcucha karpackiego podczas występowania fali górskiej w pracy zamieszczono ich charakterystykę w wybranych dniach z tym zjawiskiem (3 maja 1988 r.). Do jej sporządzenia wykorzystano m.in. dokumentację akcji lotów falowych zorganizowanej przez Aeroklub Podkarpacki 3 maja 1988 r. Aby prognozowanie wystąpienia fali górskiej w Karpatach Polskich stało się łatwiejsze, analizie poddano mapy synoptyczne Europy z tych dni. Na ich podstawie stwierdzono, że do powstawania tego zjawiska dochodzi, gdy niż baryczny znajduje się nad zachodnią częścią Europy, zaś wyż – nad wschodnią. Ważne znaczenie dla czasu występowania fali górskiej w Karpatach Polskich ma stabilność układów barycznych w Europie.

Uzyskane w pracy wyniki potwierdziły bardzo silną zależność występowania fali górskiej w Karpatach Polskich od warunków meteorologicznych. Mniejszy dopływ promieniowania słonecznego w półroczu chłodnym w porównaniu z półroczem ciepłym sprzyja utrzymywaniu się równowagi stałej w atmosferze, co stwarza korzystne warunki do powstawania i rozwoju fali górskiej w Karpatach Polskich. W związku z tym zjawisko to najczęściej występuje w okresie późna jesień – wczesna wiosna. Z racji tego, że w lecie w atmosferze często panuje równowaga chwiejna, w tej porze roku fala górska w Karpatach Polskich powstaje najrzadziej.

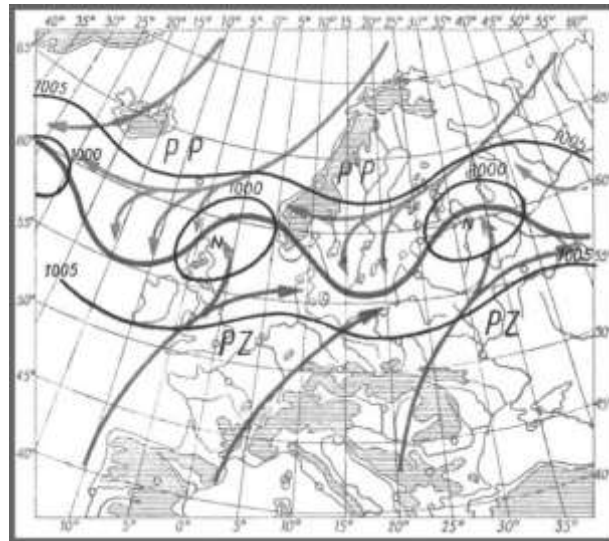
Odpowiednia stratyfikacja mas powietrza jest warunkiem koniecznym, ale nie wystarczającym do powstania fali górskiej. Aby doszło do wytworzenia się tego zjawiska musi również wystąpić przepływ powietrza w kierunku w przybliżeniu prostopadłym do biegu przeszkody orograficznej. Adwekcja powietrza z kierunków SW, S i SE w Karpatach Polskich najczęściej występuje w półroczu chłodnym. Typy cyrkulacji Sc, Sa, SWc i SWa szczególnie często pojawiają się w pierwszej połowie listopada, co silnie koreluje z maksimum przebiegu rocznego występowania fali górskiej ustalonego na podstawie dokumentacji lotniczej Aeroklubów: Tatrzańskiego i Podkarpackiego

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-10, tab. 1-8)

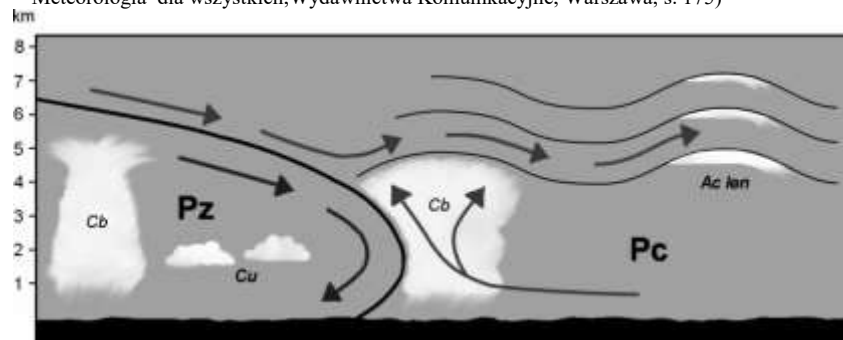


- | | |
|--|---|
| 1. Bielsko-Bialski | 5. Podkarpacki, Krosno |
| 2. GSS AP "Żar", Międzybrodzie Żywieckie | 6. Bieszczadzki, Weremień |
| 3. Tatrzański, Nowy Targ | 7. Politechniki Rzeszowskiej, Bezmiechowa |
| 4. Podhalański, Łososina Dolna | |

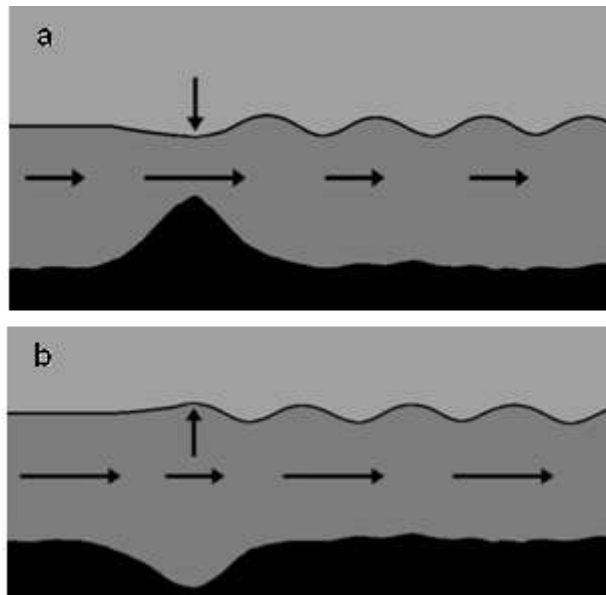
Rys. 1. Aerokluby regionalne w Karpatach Polskich



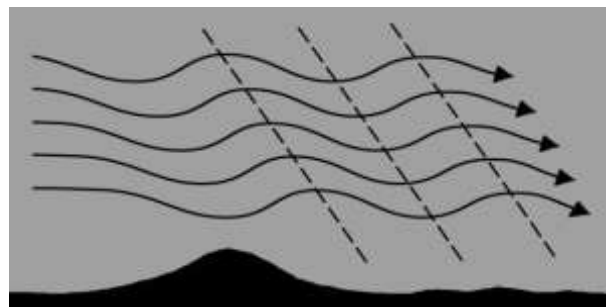
Rys. 2. Ruch falowy na froncie polarnym (źródło: Szczeciński C., 1957, Meteorologia dla wszystkich, Wydawnictwa Komunikacyjne, Warszawa, s. 175)



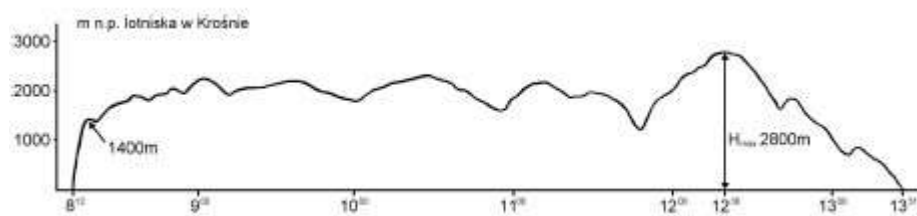
Rys. 3. Powstawanie fal związanych w atmosferze na froncie chłodnym (na podstawie Parczewskiego (1953))



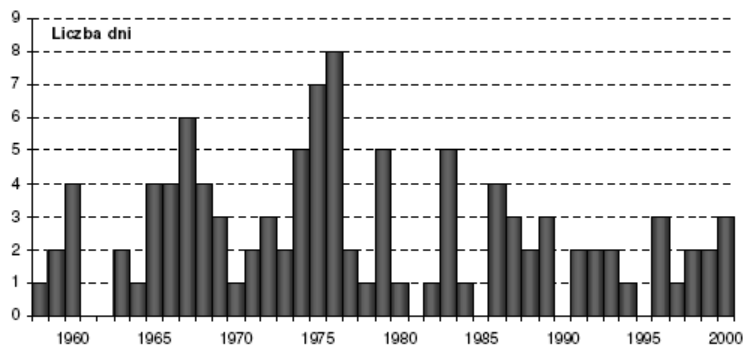
Rys. 4. Powstawanie fal związanych w atmosferze na skutek przepływu powietrza nad formami wypukłą (a) i wklęsłą (B) terenu (Parczewski 1953)



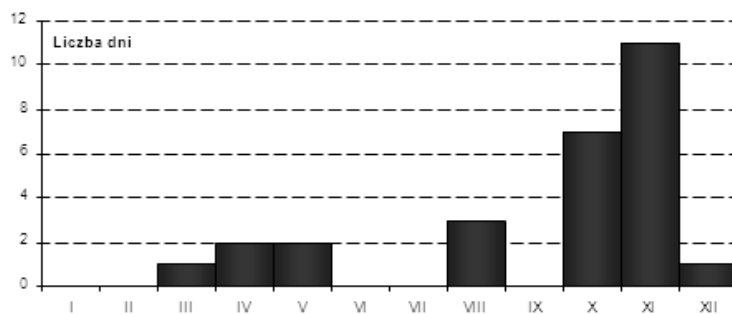
Rys. 5. Przesunięcie w fazie orograficznych fal grawitacyjnych występujących na różnej wysokości (England i Ulbrich, 1980)



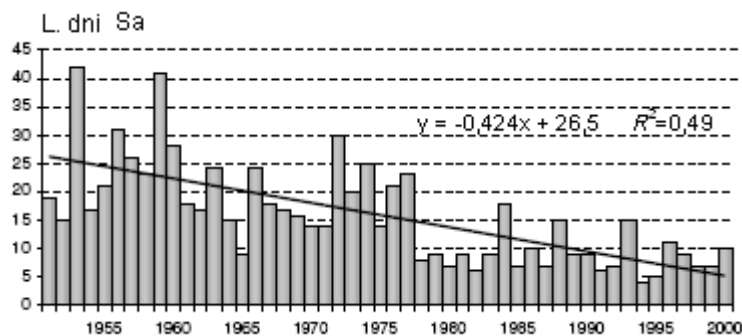
Rys. 6. Zapis wysokości położenia szybowca w czasie lotu wykonanego przez M. Markiewiczana fali Beskidu Niskiego 03.05.1988 r. (zapis barografu umieszczonego na pokładzie szybowca)



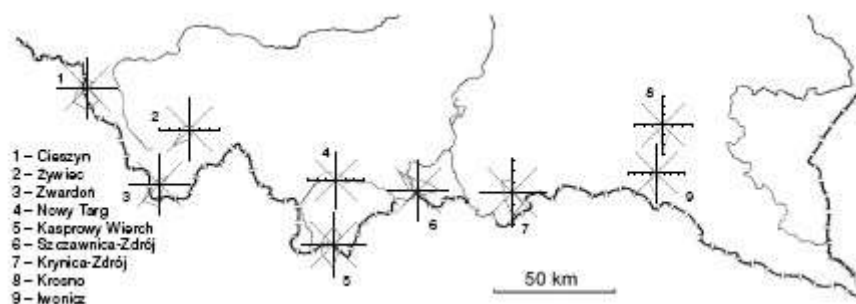
Rys. 7. Liczba „dni fałowych” udokumentowanych zdobyciem „przewyższenia diamentowego” w trakcie lotu szybowcowego w Tatrach poszczególnych latach (1958-2000)



Rys. 8. Liczba „dni fałowych” udokumentowanych danymi lotniczymi Aeroklubu Podkarpackiego w poszczególnych miesiącach (dane z lat 1957-1994)



Rys. 9. Zmienność liczby dni z cyrkulacja Sa w roku w Polsce Południowej w latach 1951-2000



Rys. 10. Częstość kierunków wiatru w wybranych punktach obserwacji meteorologicznych w Karpatach Polskich w styczniu (1951-1960)

Tabela 1. Warunki meteorologiczne podczas lotu szybowcowego wykonanego przez M. Markiewicza na fali Beskidu Niskiego 03.05.1988

	Wiatr dolny		Wiatr górny		Zachmurzenie
	Kierunek	m/s	Kierunek	m/s	
Przed lotem	180°	11	180-220°	14-19	Ac len, Cs
Podczas lotu	180-220°	14	200-220°	14-19	Ac len
Po locie	200-230°	17	220-240°	14-19	Ac len, Ci, Cs

Tabela 2. Przebieg lotu szybowcowego wykonanego przez M. Markiewicza na fali Beskidu Niskiego 03.05.1988 r.

Faza lotu	Godzina	Wysokość nad lotniskiem (m)	Miejsce
Start	08:12	0	Lotnisko w Krośnie
Wyczepienie	08:25	1400	Jasionka
Przejście na falę	08:30	1350	Iwonicz
wysokośćmaks.	12:30	2800	Chorkówka
Lądowanie	13:31	0	Lotnisko w Krośnie

Tabela 3. Liczba „dni falowych” udokumentowanych zdobyciem „przewyższenia diamentowego” w trakcie lotu szybowcowego w Tatrach w poszczególnych miesiącach (dane z lat 1958-2000)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	1958-2000
L. dni	11	11	9	3	1	0	1	2	10	13	30	14	105

Tabela 4 Objaśnienia do Kalendarza typów cyrkulacji w Polsce Południowej (Niedźwiedz, 2001)

Sytuacje adwekcyjne (16 typów)		Sytuacje nieadwekcyjne (5 typów)	
Na	Nc	Ca	centrum wyżu
NEa	NEc	Ka	klin wyżowy
Ea	Ec	Cc	centrum niżu
SEa	SEc	Bc	bruzda niskiego ciśnienia
Sa	Sc	x	siodło baryczne lub sytuacja nieokreślona
SWa	SWc		
Wa	Wc		
NWa	NWc		

Tabela 5. Uwarunkowania cyrkulacyjne „dni falowych” udokumentowanych danymi lotniczymi Aeroklubu Tatrzańskiego (dane z lat 1958-2000)

Typ	Na	NEa	Ea	SEa	Sa	SWa	Wa	NWa	Ca	Ka	
L. dni	1	0	1	0	8	7	0	0	1	0	
(%)	0,9	0	0,9	0	7,7	6,7	0	0	0,9	0	
Typ	Nc	NEc	Ec	SEc	Sc	SWc	Wc	NWc	Cc	Bc	x
L. dni	0	0	0	1	45	35	1	0	0	5	0
(%)	0	0	0	0,9	42,9	33,4	0,9	0	0	4,8	0

Tabela 6. Uwarunkowania cyrkulacyjne „dni falowych” udokumentowanych danymi lotniczymi Aeroklubu Podkarpackiego (dane z lat 1957-1994)

Typ	Na	NEa	Ea	SEa	Sa	SWa	Wa	NWa	Ca	Ka	
L. dni	0	0	1	1	6	0	0	0	0	0	
Typ	Nc	NEc	Ec	SEc	Sc	SWc	Wc	NWc	Cc	Bc	x
L. dni	1	0	0	0	10	5	1	0	0	2	0

Tabela 7. Częstość (%) dni z poszczególnymi typami cyrkulacji atmosferycznej w Polsce Południowej w latach 1951-2000 [opracowanie własne na podstawie Kalendarza (Niedźwiedz, 2001)]

Typ	Na	NEa	Ea	SE	Sa	SWa	Wa	NWa	Ca	Ka	
(%)	3,3	3,2	5,1	4,4	4,3	3,6	8,1	4,8	3,6	10,2	
Typ	Nc	NEc	Ec	SE	Sc	SWc	Wc	NWc	Cc	Bc	x
(%)	3,3	2,3	2,7	2,5	3,8	5,2	11,1	5,8	1,5	9	2,2

Tabela 8. Zmienność liczby dni z typami cyrkulacji w Polsce Południowej w latach 1951-2000

Typ cyrkulacji	$y=ax+b$	R^2
Sc	$y = -0,293x + 21,5$	0,29
SWc	$y = 0,144x + 15,1$	0,09
Sa	$y = -0,424x + 26,5$	0,49
SWa	$y = 0,176x + 8,7$	0,20
Sc, Sa, SWc lub Swa, rok	$y = -0,4x + 71,9$	0,20
Sc, Sa, SWc lub Swa, p. chł.	$y = -0,225x + 43,4$	0,11

6.9. Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych

Autor : .Krzysztof BUCZYŃSKI

Opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA,

Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Zmiany warunków pogodowych na dalekich trasach lotniczych

W pracy **K. Buczyńskiego (1990)** p.t. *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* wyróżniono cztery rodzaje obciążeń organizmu ludzkiego związanych z lotami długodystansowymi. Należą do nich: obciążenia wynikające ze zmiany strefy klimatycznej, występujące przy przekraczaniu stref czasowych, dotyczące fizycznych warunków lotu oraz obciążenia natury psychicznej. Wszystkie rodzaje obciążeń mają pewien wpływ na sprawne funkcjonowanie organizmów ludzi znajdujących się na pokładzie samolotu, zarówno personelu latającego jak i pasażerów. Natomiast ich znaczenie dla tych dwóch kategorii osób nie jest jednakowe. W przypadku personelu latającego a szczególnie pilotów, każdy rodzaj obciążenia ma bezpośredni wpływ na bezpieczeństwo lotu. Jeżeli chodzi o pasażerów, to obciążenia te mogą być jedynie źródłem okresowego gorszego samopoczucia i czasowo obniżonej sprawności psychofizycznej.

Należy także zauważyć przypadek przeciwnego w odniesieniu do Warszawy przebiegu rocznego temperatury powietrza. Dotyczy to stacji Melbourne dla której maksimum temperatury przypada w zimie, a minimum w lecie. Stwierdzono również brak większego zróżnicowania w przebiegu rocznym temperatury powietrza na stacji Singapur. Maksymalne i minimalne wartości średniej temperatury powietrza w roku różnią się znacznie. Temperatury maksymalne wahają się od $+34,7^{\circ}\text{C}$ (lipiec Bagdad) do $+21,4^{\circ}\text{C}$ (lipiec Montreal). Temperatury minimalne wahają się od $+26,1^{\circ}\text{C}$ (styczeń (Singapur)) do $-9,5^{\circ}\text{C}$ (Montreal). Wartości amplitudy rocznej wynoszą od 31°C (Pekin) do $1,6^{\circ}\text{C}$ (Singapur). Zagadnienie znaku i wielkości różnicy temperatury powietrza między portem docelowym a macierzystym (Warszawa) ma olbrzymie znaczenie dla rodzaju i wielkości obciążenia organizmu ludzkiego. Wartości liczbowe wspomnianych różnic zawiera tab. 3. Na rys. 3 przedstawiono wykresy przebiegów rocznych różnic średnich temperatur miesięcznych między portem docelowym a macierzystym. Analiza wykresów prowadzi do następujących wniosków – na większości stacji (za wyjątkiem Melbourne i Montrealu) panują temperatury wyższe niż w Warszawie (różnice są dodatnie, $\Delta T > 0$). Przebieg dodatnich różnic w ciągu roku dla większości stacji nie jest jednakowy. Największe różnice temperatury między portem docelowym a Warszawą mają miejsce w chłodnej porze roku (XI-III) i sięgają aż $+30,0^{\circ}\text{C}$ (Singapur – II).

Tak duże różnice temperatury średniej świadczą o dużym zróżnicowaniu warunków termicznych między wybranymi stacjami. Natomiast znacznie mniejsze zróżnicowanie warunków termicznych występuje latem (VI-VIII) np. $+2,7^{\circ}\text{C}$ (Los Angeles – VI). Zwraca uwagę charakterystyczny przebieg dodatnich różnic średniej miesięcznej temperatury powietrza między Bagdadem a Warszawą w ciągu roku są one względnie stałe (wahają się od $+10,8^{\circ}\text{C}$ do $+17,8^{\circ}\text{C}$). Jeżeli chodzi o różnice ujemne to występują one zarówno w miesiącach zimowych XI-II (Pekin, Montreal) jak i w letnich VI-VIII (Melbourne). Wartości tych różnic wahają się od $-0,4^{\circ}\text{C}$ (Montreal – XI) do $-9,0^{\circ}\text{C}$ (Melbourne - VII).

W pracy podjęto próbę określenia charakterystyki dwóch rodzajów obciążeń klimatycznych: stresu ciepła i stresu chłodu. W tym celu określono zmianę odczuwalności cieplnej między portem docelowym a macierzystym za pomocą różnic temperatury efektywnej na trzech wybranych trasach: Warszawa - Singapur, Warszawa -Kair i Warszawa - Montreal. Badając częstość występowania w czasie roku codziennych różnic ΔNTE podzielonych w przedziały, wyznaczono okresy występowania największych i najmniejszych obciążeń klimatycznych. Dla tras Warszawa - Singapur Warszawa-Kair najbardziej pod tym względem niekorzystny dla organizmu okres przypada między XI a II, minimum obciążeń klimatycznych ma miejsce między VI-IX (Singapur) lub IV - X (Kair). Analogiczne okresy dla trasy Warszawa -Montreal kształtują się następująco: maksimum obciążeń notowane jest od XII do II, minimum od VI do IX. Otrzymane wyniki mogą stanowić podstawę dla planowania terminów lotów, jeżeli inne, ważniejsze uwarunkowania na to zezwolą.

.W komunikacji lotniczej z Warszawy można wyróżnić kilka grup stacji np. według przebiegu rocznego różnic średniej miesięcznej temperatury powietrza.

Grupa I (Delhi, Kair, Los Angeles). Charakteryzuje się wyższą w ciągu całego roku średnią miesięczną temperaturą powietrza niż w Warszawie. Największe różnice występują w zimie ($+20.4^{\circ}\text{C}$ Delhi – III) a najmniejsze w lecie ($+2.7^{\circ}\text{C}$ Los Angeles – VI). Średnia miesięczna temperatura powietrza ma w ciągu całego roku przebieg analogiczny do Warszawy; najwyższe temperatury charakteryzują miesiące letnie np. 34.1°C Delhi – VI, 28.3°C Kair – VII, 23.4°C Los Angeles – VIII a najniższe – zimowe 14.5°C Delhi – I, 13.3°C Kair – I, 13.7°C Los Angeles – I. Amplituda roczna jest duża i wynosi 19.8°C – Delhi, 15.0°C – Kair, 9.7°C – Los Angeles.

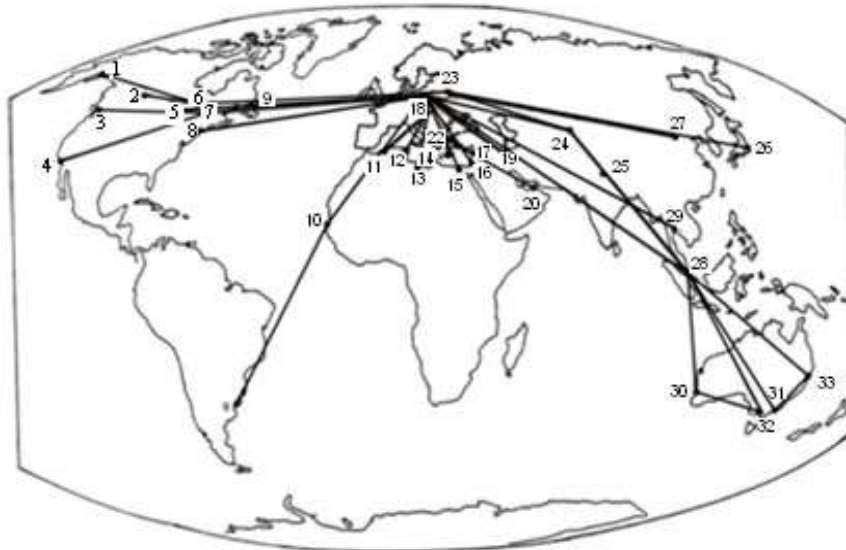
Grupa II (Bagdad). Średnia miesięczna temperatura powietrza w ciągu całego roku jest znacznie większą niż w Warszawie. Najwyższe wartości temperatury są notowane w lecie 34.7°C – VII a najniższe w zimie 9.4°C – I. Natomiast różnice średniej miesięcznej temperatury powietrza między Bagdadem a Warszawą są w ciągu całego roku prawie jednakowe.

Grupa III (Singapur). W ciągu całego roku średnia miesięczna temperatura powietrza jest znacznie wyższa niż w Warszawie. Obserwuje się brak sezonowego przebiegu temperatury powietrza, a amplituda roczna jest bardzo mała 1.6°C . Największe różnice między Singapurem a Warszawą występują w zimie $+28.5^{\circ}\text{C}$ – I a najmniejsze latem $+12.4^{\circ}\text{C}$ - VII.

Grupa IV (Melbourne). Przebieg roczny średniej temperatury miesięcznej jest uwarunkowany jej położeniem geograficznym na półkuli południowej, a co za tym idzie odwróceniem pór roku. Przebieg średniej miesięcznej temperatury powietrza jest więc przeciwny w stosunku do Warszawy. Najwyższe wartości temperatury są notowane w zimie $20,2^{\circ}\text{C}$ – II a najniższe w lecie $9,7^{\circ}\text{C}$ – VII. W stosunku do Warszawy średnia miesięczna temperatura powietrza w Melbourne jest wyższa od IX do V (maksimum $+23,5^{\circ}\text{C}$ – II), a niższa od V do IX (minimum $9.^{\circ}\text{C}$ VII).

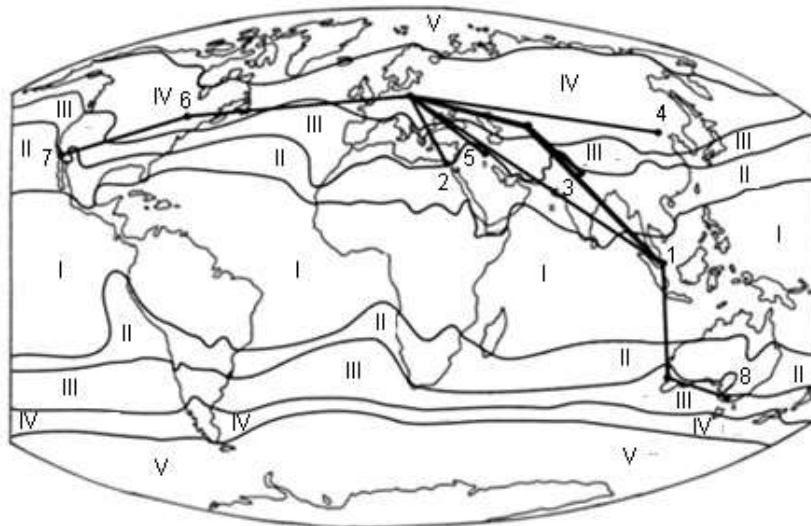
Grupa V (Pekin i Montreal). Stacje należące do tej grupy mają ze wszystkich stacji najbardziej zbliżony do Warszawy przebieg roczny średniej miesięcznej temperatury powietrza, zaznaczają się na nich pewne różnice o cechach kontynentalnych. Od IX do III średnia miesięczna temperatura powietrza jest na nich niższa niż w Warszawie od $-0,4^{\circ}\text{C}$ Montreal – XI do $4,9^{\circ}\text{C}$ Montreal – XI. Poza tym przez większą część roku temperatura powietrza na tych stacjach jest wyższa niż w Warszawie od $+0,3^{\circ}\text{C}$ Montreal – V do $+7,5^{\circ}\text{C}$ Pekin – VII.

Ważniejsze wyniki badań (rys. 1-7, tab. 1-16)



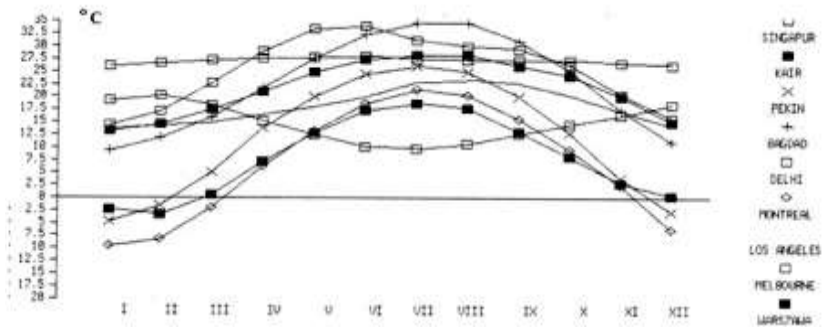
1 Anchorage	6 Toronto	11 Algier	16 Tel-Aviv	21 Burgas	26 Tokio	31 Sydney
2 Edmonton	7 Montreal	12 Tunis	17 Damaszek	22 Istambul	27 Pekin	32 Melbourne
3 Vancouver	8 Nowy Jork	13 Tripols	18 Bagdad	23 Moskwa	28 Singapur	33 Brisbane
4 Los Angeles	9 Montevideo	14 Larnaca	19 Budapeszt	24 Taszkent	29 Bangkok	
5 Chicago	10 Dakav	15 Kair	20 Dubai	25 Delhi	30 Perth	

Rys. 1a. Sieci połączeń pozaeuropejskich PLL LOT – loty rejsowe i czarterowe, zima 1989 r.

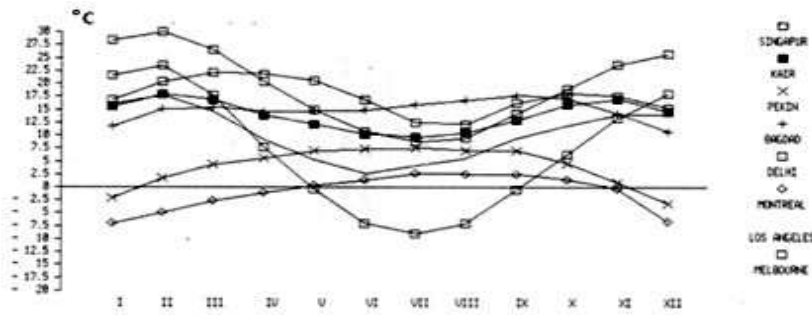


I. Równikowy, II. Zwrotnikowy, III. Podzwrotnikowy, IV. Umiarkowany, V. Polarny
 1. Singapur, 2. Kair, 3. Delhi, 4. Pekin, 5. Bagdad, 6. Montreal, 7. Montreal, 8. Melbourne

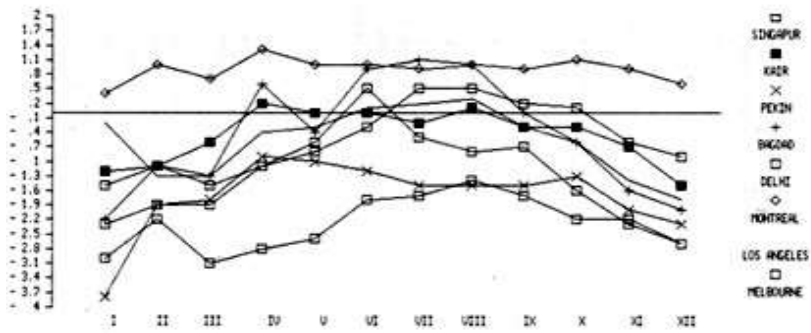
Rys. 1b. Sieci połączeń rejsowych i lotów czarterowych PLL LOT na tle stref klimatycznych świata wg Okołowicza i Martyn



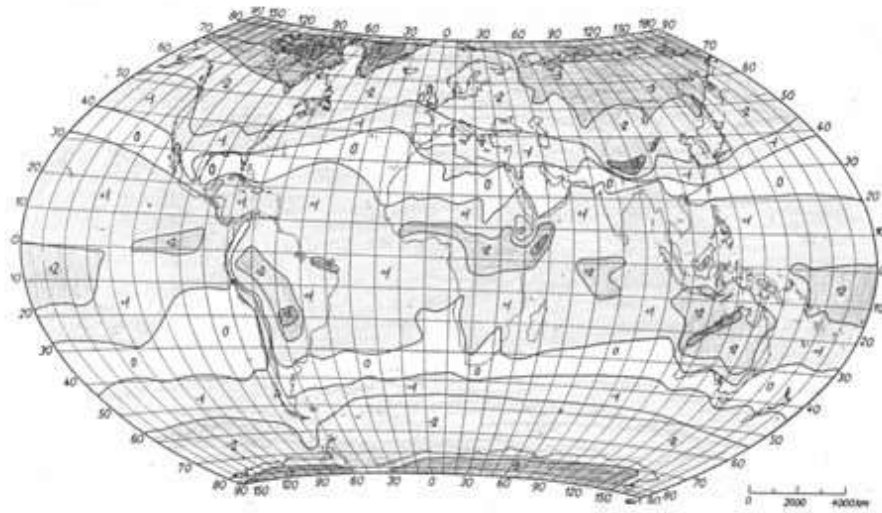
Rys. 2. Średnia temperatura powietrza (°C) na wybranych stacjach (1951-1960)



Rys. 3. Różnice średniej temperatury powietrza (°C) między portami docelowymi i Warszawą (1951-1960)



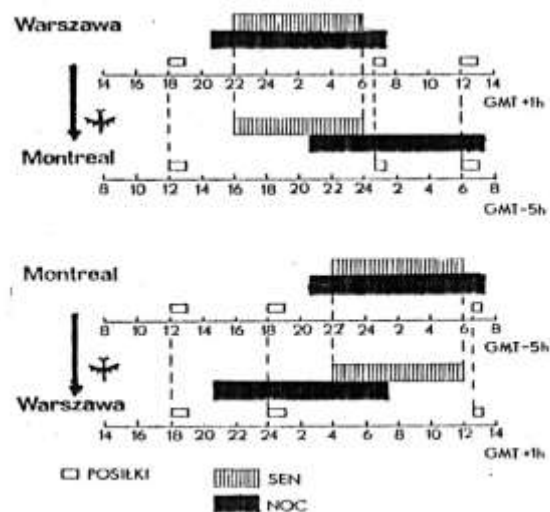
Rys. 4. Różnice prędkości wiatru między portami docelowymi i Warszawą (1951-1960)



Rys. 5. Strefy bioklimatyczne kuli ziemskiej wg Gregorczuka (styczeń)



Rys. 6. Strefy bioklimatyczne kuli ziemskiej wg Gregorczuka (lipiec)



Rys. 7. Schemat zaburzenia rytmów aktywności dziennej, pory snu i przyjmowania posiłków przy szybkiej zmianie stref czasowych na przykładzie lotu transatlantycznego wg Kwareckiego

Tabela 1. Wybrane porty lotnicze z różnych stref klimatycznych (podział klimatyczny wg W. Okołowicza i D. Martyn)

Strefy klimatyczne	Porty Lotnicze d.	Port docelowy	Klimat
Równikowe	Singapur	Singapur	wybitnie wilgotny monsunowy (1m)
Zwrotnikowa	Bangkok Delhi Bagdad Dubai Sharjah Sydney	Delhi Bagdad	suchy kontynentalny monsunowy (6m) suchy kontynentalny (6)
Podzwrotnikowa	Melbourne Los Angeles Montevideo Tokio Istambuł Kair Tel Aviv Larnaca Tunis Algier Tripolis	Melbourne Kair Los Angeles	morski (8) wybitnie suchy kontynentalny (12) pośredni (9)
Umiarkowana	Chicago Nowy Jork Montreal Vancouver Anchorage Edmonton Toronto Pekin	Montreal Pekin	przejsiowy (15) wybitnie kontynentalny monsunowy (18)
Okolobiegunowa	-	-	-

Tabela 2. Średnia temperatura powietrza (°C).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Singapur	26,1	27,0	27,0	28,0	27,0	28,0	27,0	27,0	27,3	27,2	27,0	26,0	27,1
Kair	13,3	15,0	18,0	21,0	25,0	28,0	28,0	28,0	26,1	24,1	20,0	15,0	21,7
Pekin	-4,6	-2,6	5,0	13,0	20,0	25,0	26,0	25,0	20,1	12,0	3,9	-2,7	11,9
Bagdad	9,4	11,0	16,0	21,0	27,7	32,0	35,0	35,0	30,9	25,2	27,3	21,2	22,7
Delhi	14,5	17,0	23,0	29,0	34,0	34,0	31,0	30,0	29,4	26,3	20,5	25,7	25,3
Montreal	-9,5	-8,2	-2,0	6,2	13,0	19,0	21,0	20,0	15,5	9,6,0	2,6	-6,2	6,8
L, Angeles	13,7	15,0	15,0	17,0	10,0	20,0	23,0	23,0	22,6	20,2	17,0	14,0	18,2
Melbourne	19,2	20,0	18,0	15,0	13,0	10,0	9,7	21,0	12,6	14,6	16,0	19,0	14,9
Warszawa	-2,4	-3,3	0,6	7,3	13,0	17,0	11,0	18,0	13,1	8,2	3,0	0,4	7,8

Tabela 3. Różnica średniej temperatury powietrza między portami docelowymi a Warszawą (°C).

	I	II	III	W	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Singapur	28,5	30,0	26,6	20,3	14,9	20,7	0,7	9,5	14,2	19,0	23,6	25,9	19,3
Kair	15,7	10,0	26,9	13,8	12,1	10,2	9,6	10,5	13,0	15,9	17,0	14,6	13,9
Pekin	-2,2	1,7	4,4	5,6	7,1	7,3	7,5	7,1	7,0	4,6	0,9	-3,1	4,1
Bagdad	11,0	15,1	15,4	14,5	14,8	15,0	16,0	16,8	11,8	27,0	14,3	10,8	14,9
Delhi	26,9	20,4	22,2	21,0	20,6	26,0	12,4	12,2	16,3	19,1	17,5	15,3	17,5
Montreal	-7,2	-4,9	-2,6	-1,1	0,3	1,4	2,7	2,4	2,4	1,4	-0,4	-6,6	-1,0
L, Angeles	26,1	*7,00	14,5	9,2	5,3	2,7	4,2	5,6	9,5	12,0	14,1	13,9	10,4
Melbourne	21,6	23,5	17,0	7,9	-0,4	-7,1	-9,0	-7,1	-0,5	6,4	13,4	18,1	7,1

Tabela 4 Średnie sumy opadu (mm).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
Singapur	288	158	197	184	191	174	163	174	180	203	263	238	2413
Kair	5	4	4	2	2	0	0	0	0	2	2	5	26
Pekin	4	4	10	19	35	75	235	149	51	16	11	3	61
Bagdad	79	27	25	16		0	0	0	0	2	23	27	156
Delhi	28	19	16	8	8	38	229	176	134	42	2	3	703
Montreal	79	71	74	78	73	87	93	91	86	78	93	91	994
L, Angeles	76	72	57	32	3	0	0	1	4	0	55	59	367
Melbourne	51	49	54	55	59	52	51	50	60	66	56	56	661
Warszawa	25	27	20	32	40	60	79	47	41	31	31	37	470

Tabela 5. Różnica średnich sum opadu między portami docelowymi a Warszawą (mm)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROI(
Singapur	263	131	177	152	151	114	84	127	139	172	232	201	1943
Kair	-20	-23	-16	-30	-38	-60	-79	-47	-41	-29	-29	-32	-444
Pekin	-21	-23	-10	-13	-5	15	156	102	10	-15	-20	-34	142
Bagdad	4	0	5	-16	-3	-5	-79	-47	-41	-9	-8	-11	-314
Delhi	3	-8	-4	-24	-32	-22	150	129	93	11	-29	-34	233
Montreal	54	44	54	44	35	27	14	44	48	47	62	54	524
L, Angeles	51	45	37	0	-37	-60	-79	-46	-23	-26	24	22	-103
Melbourne	226	22	34	27	15	-8	-28	3	19	35	27	19	191

Tabela 6. Średnia wilgotność względna

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
Singapur	84	84	84	85	85	84	84	83	83	85	85	88	85
Kair	59	54	51	44	39	43	51	55	56	55	58	60	52
Pekin	66	62	59	50	53	61	76	77	70	62	64	65	64
Bagdad	71	61	53	43	30	21	22	22	26	34	54	71	38
Delhi	57	51	36	27	28	45	67	62	62	44	41	56	48
Montreal	80	79	75	68	65	68	70	69	73	74	78	80	73
L. Angeles	65	70	69	70	74	76	76	77	78	72	65	63	71
Melbourne	54	57	58	65	69	72	72	67	63	59	58	56	62
Warszawa	86	85	77	73	68	69	74	74	77	82	86	88	78

Tabela 7. Różnice średniej wilgotności względnej między portami docelowymi a Warszawą (%).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	R
Singapur	-2	-1	7	12	17	15	10	9	6	3	-1	0	7
Kair	-27	-31	-26	-29	-29	-26	-23	-19	-21	-27	-29	-29	-26
Pekin	20	-23	-18	-23	-15	-8	2	3	-7	-20	-22	-23	-14
Bagdad	-15	-24	-24	-30	-38	-48	-52	-52	-51	-48	-32	-17	-40
Delhi	-29	-34	-41	-46	-40	-24	-7	-12	-15	-39	-45	-32	-30
Montreal	-6	-6	-2	-5	-3	-1	-4	-5	-4	-8	-8	-8	-5
L. Angeles	-21	-15	-8	-3	6	7	2	3	1	-10	-21	-25	-7
Melbourne	-32	-28	-19	-18	1	3	-2	-7	-14	-23	-28	-32	-16

Tabela 8. Średnia prędkość wiatru (m/s).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROI
Singapur	2,3	2,5	1,9	1,4	1,4	1,6	1,6	1,7	1,8	1,4	1,3	2,0	1,4
Kair	4,0	3,6	4,3	4,4	4,0	4,0	3,1	3,0	3,2	3,3	3,6	3,2	3,6
Pekin	2,6	2,8	3,1	3,3	3,0	2,2	1,8	1,6	2,0	2,3	2,3	2,4	2,5
Bagdad	3,0	3,6	3,6	3,6	3,6	4,3	4,4	4,1	3,5	3,0	2,7	2,7	3,5
Delhi	2,0	2,8	3,0	3,1	3,4	3,9	2,8	2,3	2,8	1,8	2,0	2,0	2,7
Montreal	5,6	5,7	5,6	5,5	5,0	4,4	4,2	4,1	4,4	4,7	5,2	5,3	5,0
L. Angeles	3,0	3,4	3,6	3,9	3,7	3,5	3,4	3,4	3,2	3,0	2,9	2,9	3,3
Melbourne	3,7	3,6	3,4	3,1	3,2	3,1	3,8	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8	3,6
Warszawa	5,2	4,7	4,9	4,2	4,0	3,4	3,3	3,1	3,5	3,6	4,3	4,7	4,1

Tabela 9. Różnica średniej prędkości wiatru (m/s) między portami docelowymi a Warszawą (m/s).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROI
Singapur	-2,9	-2,2	-3,1	-2,8	-2,6	-1,8	-1,7	-1,4	-1,7	-2,2	-3,0	-2,7	-2,7
Kair	-1,2	-1,1	-0,6	0,2	0,0	0,0	-0,2	0,1	-0,3	-0,3	-0,7	-1,5	-0,5
Pekin	-2,6	-1,9	-1,8	-0,9	-1,0	-1,2	-1,5	-1,5	-1,5	-1,3	-2,0	-2,3	-1,6
Bagdad	-2,2	-1,1	-1,3	-0,6	-0,40	0,9	1,1	1,0	0,0	-0,6	-1,6	-2,0	-0,6
Delhi	-3,2	-1,9	-1,9	-1,1	-0,6	0,5	-0,5	-0,8	-0,7	-1,8	-2,3	-2,7	-1,4
Montreal	0,4	1,0	0,7	1,3	1,0	1,0	0,9	1,0	0,9	1,1	0,9	0,6	0,9
L. Angeles	-2,2	-1,3	-1,3	-0,4	-0,30	0,1	0,1	0,3	-0,3	-0,6	-1,4	-1,8	-0,8
Melbourne	-1,5	-1,10	-1,5	-1,10	-0,8	-0,3	0,5	0,5	0,2	10,0	-0,6	-0,9	-0,5

Tabela 10 Średnia temperatura efektywna (NTE).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Singapur	22,0	22,6	23,6	24,6	24,9	24,8	24,1	23,9	23,8	24,2	23,7	22,7
Kair	4,7	6,8	9,4	13,3	17,6	20,5	22,2	22,5	20,0	17,6	12,9	7,5
Pekin	-14,3	- 11,0	- 9,8	6,1	13,2	19,2	22,1	20,9	14,8	6,1	- 3,8	-11,5
Bagdad	0,9	3,3	8,2	14,5	20,1	23,8	26,3	26,3	23,0	18,0	10,6	3,5
Delhi	8,5	10,2	15,7	21,4	25,8	27,9	26,6	25,2	24,3	20,5	14,4	9,8
Montreal	-27,6	- 25,8	- 17,0	- 5,6	3,7	10,9	14,4	13,0	6,9	- 0,9	-10,8	- 0,8
L, Angeles	6,2	6,6	7,1	8,6	10,8	13,3	16,9	17,6	16,8	13,9	10,2	7,2
Melbourn	11,8	13,1	11,2	7,8	4,4	1,7	0,2	1,9	4,1	6,2	8,6	11,0
Warszawa	-18,3	18,7	- 13,0	- 3,3	4,1	10,0	11,8	10,9	4,7	- 1,8	- 9,8	-14,0

Tabela 11. Różnice temperatury efektywnej między punktami docelowymi a Warszawą (NTE).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Singapur	40,3	41,3	36,6	27,9	20,9	14,9	12,3	13,0	19,1	26,0	33,3	36,7
Kair	23,0	25,5	22,4	16,6	13,5	10,5	10,4	11,6	15,3	19,4	22,7	-21,5
Pekin	4,0	7,7	3,2	9,4	9,1	9,2	10,3	10,0	10,1	7,9	6,0	2,0
Bagdad	19,2	22,0	21,2	17,8	16,0	13,8	14,5	15,4	18,3	19,8	20,4	17,0
Delhi	26,8	28,9	28,7	24,7	21,7	17,9	14,9	14,3	19,6	22,3	24,2	23,8
Montreal	-9,3	-7,1	-4,0	-2,3	-0,4	0,9	2,6	2,1	2,2	0,9	-1,0	-8,8
L, Angeles	24,5	25,3	20,1	11,9	6,7	3,3	5,1	6,7	12,2	15,7	20,0	-21,2
Melbourne	30,1	31,8	24,2	11,1	0,3	-8,3	-11,6	-9,0	-0,6	8,3	18,4	25,0

Tabela 12. Porównanie różnicy odczuwalności cieplnej organizmu ludzkiego wyznaczonej na podstawie bioklimatycznej regionalizacji świata wg. Gregorczyka z różnicą temperatury efektywnej ΔNTE między portami docelowymi a Warszawą.

Lipiec					
P. macierz	Strefa odcz.	P. docelowy	Strefa odcz.	wg Greg	ΔNTE
Warszawa	0	Kair	2	2	+10,4°
Warszawa	0	Delhi	3	3	14,8
Warszawa	0	Bagdad	2	2	+14,5°
Warszawa	0	Los Angeles	+2	+2	+ 5,1
Warszawa	0	Singapur	1	1	+12,3°
Warszawa	0	Melbourne	-1	-1	-11,6°
Warszawa	0	Pekin	1	1	+10,3°
Warszawa	0	Montreal	0	0	+2,6°
Styczeń					
P. macierz	Strefa odcz.	P. docelowy	Strefa odcz.	wg Greg	ΔNTE
Warszawa	-2	Kair	-1	+1	+23,0
Warszawa	-2	Delhi	-1	+1	+26,8
Warszawa	-2	Bagdad,	-1	+1	+19,2
Warszawa	-2	Los Angeles,	-1	+1	+24,5°
Warszawa	-2	Singapur	+1	+3	+40,3
Warszawa	-2	Melbourne	0	+2	+30,1
Warszawa	-2	Pekin	-2	0	+ 4,0
Warszawa	-2	Montreal	-2	0	-9,3°

Tabela 13. Różnica temperatury efektywną ΔNTE_i między portem docelowym (Singapur) a macierzystym Warszawa

Dzień	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	26,8	11,5	29,8	41,0	17,7	9,0	10,9	23,9	8,9	21,4	28,5	28,0
2	25,6	26,8	35,2	28,6	17,8	7,9	3,0	7,4	5,5	17,4	20,4	31,7
3	33,7	29,1	22,4	25,9	14,9	6,2	0,7	9,8	1,50	16,2	23,4	34,0
4	33,6	35,7	31,7	31,2	19,1	11,4	6,7	13,6	9,0	17,2	29,1	31,9
5	20,2	32,9	31,5	20,9	15,8	6,9	16,7	10,0	7,3	15,3	33,9	26,2
6	33,9	34,9	38,7	12,2	13,0	7,9	16,1	1,50	8,5	12,5	27,9	30,4
7	24,4	27,6	29,8	11,5	17,9	9,0	17,9	6,4	14,6	15,9	27,8	27,9
a	33,1	33,2	31,5	23,7	28,3	3,9	9,9	10,9	19,9	20,7	21,5	36,5
9	35,6	37,0	22,6	33,5	32,5	10,2	14,3	1,5	19,1	22,3	22,3	34,8
10	27,2	27,0	20,6	32,0	25,0	7,3	17,8	2,1	20,3	10,3	28,9	32,5
11	32,0	38,4	26,1	21,3	33,4	8,9	11,9	6,0	7,9	19,0	22,9	33,0
12	37,6	15,2	25,5	22,9	30,7	12,4	5,2	4,0	11,5	14,3	36,9	31,9
13	35,0	33,3	29,5	19,9	23,4	9,0	6,9	15,7	19,1	23,5	43,3	36,2
14	32,4	33,4	29,6	12,0	25,1	17,8	15,9	12,2	12,8	26,1	43,0	51,9
15	39,6	22,2	27,5	11,0	23,1	15,9	13,1	12,1	13,9	24,6	38,6	59,9
16	34,2	25,3	24,4	12,1	25,5	21,3	6,1	17,0	9,1	21,9	36,4	52,9
17	39,4	36,3	26,0	18,4	29,8	14,2	5,1	15,8	2,1	21,4	20,0	49,1
18	38,4	27,1	20,0	17,4	23,3	11,0	17,0	16,1	5,9	19,4	34,5	46,1
19	31,6	37,5	38,2	19,5	20,5	13,5	9,1	19,2	17,1	15,0	28,8	46,6
20	30,6	34,7	35,7	16,7	17,3	19,5	11,5	16,2	18,3	13,7	42,7	47,7
21	31,4	27,4	34,3	22,3	14,7	13,6	8,4	18,2	17,5	23,2	39,9	46,3
22	23,4	26,9	39,0	20,3	19,3	9,8	17,2	11,1	13,6	21,5	34,7	45,7
23	47,6	30,4	33,10,	18,6	26,9	10,6	19,0	3,6	14,5	26,1	28,9	48,9
24	44,8	28,3	33,2	22,3	22,1	12,7	18,6	17,1	11,8	23,0	33,3	39,8
25	40,0	33,4	31,8	24,3	12,4	5,4	18,7	16,8	9,4	20,2	27,2	34,0
26	23,5	30,8	26,8	20,6	10,7	2,9	12,1	15,2	21,2	21,3	25,9	56,1
27	19,2	24,7	35,6	13,8	7,3	0,3	20,3	10,9	3,3	21,3	29,9	53,9
28	34,0	25,9	36,9	15,3	9,3	16,2	15,3	14,6	12,2	13,8	27,6	56,2
29	43,0		36,2	24,2	11,8	14,3	17,4	13,8	16,3	19,8	36,1	42,3
30	30,1		31,0	16,1	15,7	12,6	23,5	8,8	9,8	27,8	34,5	35,0
31	31,6		28,9		16,6		17,8	9,0		22,4		35,8

Tabela 14. Różnica temperatury efektywnej ΔNTE między portem docelowym (Kair) a macierzystym (Warszawa).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	13,4	-6,0	10,3	24,0	20,6	11,4	10,8	22,1	4,3	18,7	21,7	21,4
2	9,8	14,4	19,2	16,6	16,7	6,1	4,1	0,0	1,5	15,0	12,0	23,7
3	23,0	17,5	9,7	22,7	5,0	12,0	-0,1	11,4	2,5	13,7	11,7	24,8
4	19,3	25,7	16,7	26,3	8,7	8,7	-5,50	13,0	6,8	11,4	17,7	21,7
5	12,5	25,7	17,5	8,7	6,2	11,6	16,1	11,1	11,4	10,0	26,6	23,8
6	17,8	18,4	22,5	-1,3	2,5	20,6	18,7	0,8	4,7	10,1	18,1	22,3
7	18,5	12,5	11,7	-0,9	4,9	21,1	18,6	3,5	11	12,6	20,7	17,6
8	21,2	15,4	7,0	10,8	19,6	13,0	13,3	9,6	19,9	13	21,1	25,1
9	16,7	17,3	8,4	23,5	25,6	11,2	16,3	3,1	17,1	15,2	16,9	26,4
10	13,7	7,7	4,2	34,9	19,7	11,6	18,6	4,7	24,1	4,8	19,5	28,4
11	20,4	19,1	5,7	18,7	27,1	5,2	14,5	9,9	21,8	14,1	18,1	27,3
12	31,9	5,5	14,6	12,2	25,8	8,2	3,2	9,3	9,2	11,7	36,7	35,9
13	21,8	18,4	16,6	12,0	22,1	6,9	3,2	20,5	13,1	17,8	35,7	32,3
14	22,4	11,7	15,7	1,4	27,1	16,4	16,1	16,5	10,7	17,2	32,6	44,9
15	32,20	-0,50	11,5	-1,9	13,5	25,3	8,9	14,9	13	15,5	31,9	40,7
16	29,6	1,2,00	12,7	-1,40	17	21,9	5,5	20,4	9,6	11,8	29,7	46,2
17	31,0	0,0	13,3	7,9	20,8	11,2	11,6	20,4	0,9	12,9	6,4	39,6
18	29,0	12,5	10,4	10,1	17,8	6,0	23,7	19,0	1,0	17,0	24,6	32,8
19	18,8	17,6	20,0	14,0	13,1	11,5	11,8	16,2	13,3	6,6	24,5	34,3
20	12,1	14,9	18,9	14,5	16,0	19,2	10,0	16,2	12,4	3,8	31,9	37,6
21	15,0	9,9	24,3	17,6	16,0	16,1	9,1	20,1	12,7	14,0	26,3	32,5
22	5,3	12,7	20,2	10,5	21,2	12,2	14,2	13,5	14,2	17,3	24,2	32,7
23	33,5	13,7	23,9	0,2	10,9	11,9	18,2	8,7	11,2	20,7	18,1	40,0
24	35	12,5	21,2	19,8	19,2	10,3	19,6	18,4	7,0	18,6	23,8	30,0
25	32,5	18,0	13,4	29,0	18,9	6,2	19,3	7,4	4,9	14,1	16,6	24,4
26	12,8	13,5	13,0	14,1	8,7	6,0	17,9	8,6	13,5	14,7	19,1	52,2
27	11,6	8,3	28,0	4,7	4,7	0,5	9,0	7,9	1,6	11,9	14,3	48,6
28	21,7	10,9	25,8	10,7	8,7	19,5	16,6	9,0	6,0	4,3	15,8	35,0
29	22,9		21,8	14,4	19,2	15,7	16,9	15,9	0,3	11,0	26,2	25,0
30	20,5		17,4	9,5	28,2	13,9	21,9	9,1	11,3	18,5	21,7	19,4
31	18,7		12,2		22,9		21,1	8,7		13,3		16,8
32												

Tabela 15. Obciążenia związane ze zmianą stref czasu (wybrane połączenia czarterowe PLL LOT)

Trasa	Czas urzędowy.	Różnica	Czas resynchronizacji (doba)	
			E→W	W→E
Gdańsk Warszawa Montreal Vancouver	GMT+1 GMT-5 GMT-8	-6 -9	4.75	7.50
Gdańsk Warszawa Montreal Anchorage	GMT+1 GMT-5 GMT-10	-6 -11	5.25	8.50
Gdańsk Warszawa Dakar Montevideo	GMT+1 GMT GMT-3	-1 -4	2.75	4.00
Warszawa Moskwa Tokio	GMT+1 GMT+2 GMT+9	1 +1 +8	4.75	7.00
Warszawa Montreal Los Angeles Warszawa Toronto Edmonton	GMT+1 GMT-5 GMT-8 GMT+1 GMT-5 GMT-6	-6 -9 -6 -7	4.75 4.25	7.50 6.50
Warszawa Taszkent Bangkok Singapur (Sydney) Melbourne	GMT+1 GMT+4 GMT+7 GMT+10	3 6 9	 7.50	 6.00

Tabela 16. Połączenia rejsowe PLL LOT (zima 1989)

Trasa	Odległość (km)	Czas lotu (h)	Typ
Warszawa - Chicago	7850	10,3	BO 767
Warszawa- New York	7196	9,4	1L62
Warszawa- Montreal	6745	9,0	BO 767
Warszawa - Bangkok	9125	10,3	BO 767
Warszawa- Pekin	7581	9,2	62
Warszawa - Istambuł	1674	2,15	1L2
Warszawa - Kair	2909	3,15	TU5
Warszawa- Tel Aviv	2835	3,4	TU5
Warszawa - Tripolis	2585	3,2	TU5

Tabela 16. Połączenia rejsowe PLL LOT (zima 1989) , cd.

	Odl. (km)	Całk.odl. km	Czas lotu	Całk.	tYP
Warszawa					
Taszkient	4219	.	5,10	9,45	1L2
Delhi	2611	6830	3,35		
Warszawa					
Taszkient	4219	9775	5,10	13,30	1L2
Bangkok	5556		6,20		
Warszawa					
Burgas	1445	3870	1,50	5,40	TU5
Damaszek	2425		2,20		
Warszawa					
Burgas	1445	3880	2,50	7,30	TU5
Bagdad	2435		3,10		
Warszawa					
Burgas	1445	2690	1,50	5,00	TU3
Larnaca	1235		1,40		
Warszawa					
budapeszt	690	2348	1,50	5,45	TU3
Tunis	1655		2,20		
Warszawa					
Budapeszt	690	2678	1;15	5,37	TU5
Algier	1985		2,52		
Warszawa					
Taszkient	4219	11156	5,10	14,45	1L2
Singapur	6937		8,05		
Warszawa					
Burgas	1455	5145	2,00	8,30	TU5
Abu Dhabi	3472		4,30		
Sharjah	224		0,30		
Warszawa					
Burgas	1455	5151	2,00	8,30	TU3
Abu Dhabi	3472		4,30		
Dubai	224		0,30		

VII. OCENA KLIMATU PÓŁNOCNO - WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI NA POTRZEBY CZŁOWIEKA

Prace magisterskie, t. XXX, rozdz. VII (Skróty)

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M., 2013, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXX. *Klimat północno-wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakoski), Wyd. UW, ss. 450.

7.1. Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski w okresie letnim

Autor: Alicja NOWICKA-WALCZYK

Opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA,
Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Wstęp

Praca jest próbą charakterystyki klimatu odczuwalnego północno-wschodniej części Polski. Celem jej jest przedstawienie zróżnicowania określonych warunków bioklimatycznych. Ocenę warunków odczuwalnych przeprowadzono pod kątem ich wpływu dodatniego bądź ujemnego na ustrój psychofizyczny zdrowego człowieka. Ponadto niniejsza praca może dać pewne wskazówki, przy planowaniu dalszego rozwoju bazy turystycznej w tym rejonie naszego kraju.

Metoda opracowania i ocena materiałów źródłowych

Przy ocenie warunków bioklimatycznych Polski północno-wschodniej zastosowano wskaźniki i kryteria, które wyznaczają:

- warunki odczucia ciepła (chłodu, komfortu, gorąca),
- warunki odczucia parności,
- określają bodźcowość klimatu.

Charakterystykę warunków odczucia ciepła, przeprowadzono na podstawie jednego z kompleksowych wskaźników bioklimatycznych – jakim jest temperatura efektywna (TE). Missenard wyznaczył empirycznie wzór do obliczania temperatury efektywnej:

$$TE = 37 - (37 - T) [0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}]^{-1} - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}C$), f – wilgotność względna (%), v – prędkość wiatru (m/s)

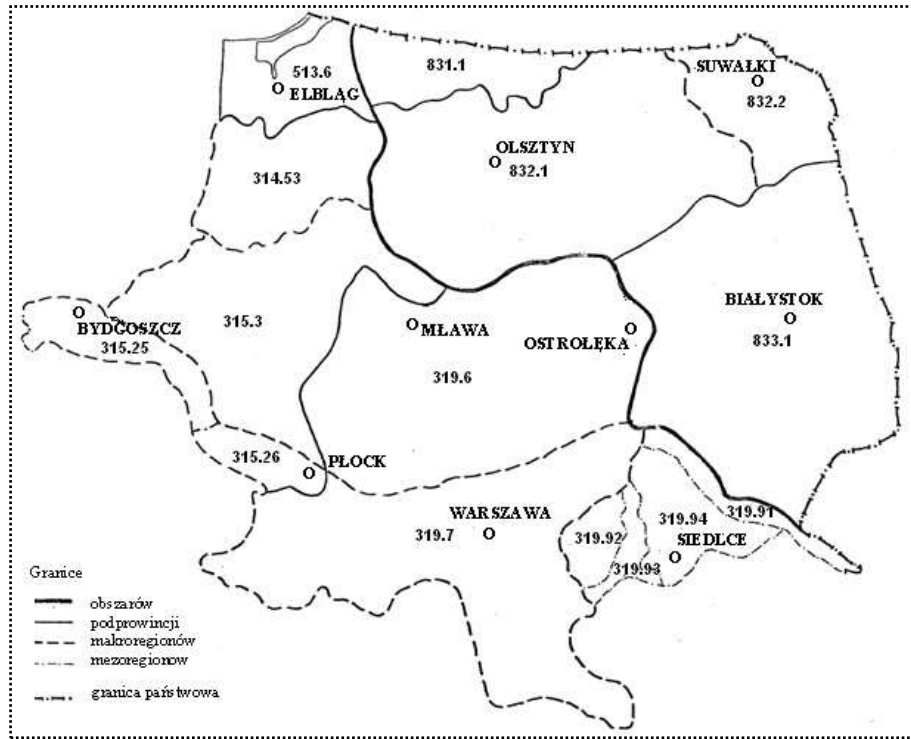
Wyznaczenie warunków komfortu, pod którym należy rozumieć optymalne dla organizmu człowieka warunki termiczne, wilgotnościowe i wietrzne zapewniające równowagę bilansu cieplnego ustroju, jest jednym z najistotniejszych przy temperaturze efektywnej.

Warunki parności zostały opracowane na podstawie kryterium Scharlau'a.

Charakterystyki bodźcowości klimatu, określono na podstawie kontrastowych zmian warunków odczucia ciepła oraz stałości tych warunków.

Metodyka opracowania zastosowanych wskaźników bioklimatycznych, została szerzej omówiona w dalszej części pracy.

Przy wyborze stacji kierowano się głównie ich równomiernym rozmieszczeniem na obszarze Polski NE (rys. 1) oraz reprezentatywnością dla poszczególnych makroregionów fizyczno-geograficznych.



Rys.1. Regiony fizycznogeograficzne wg J. Kondrackiego i rozmieszczenie stacji meteorologicznych

Przy opracowaniu zróżnicowania warunków bioklimatycznych w Polsce uwzględniono częstotliwość występowania:

- poszczególnych warunków odczucia ciepła (chłodu, komfortu, gorąca)
- warunków odczucia parności
- kontrastowych zmian warunków odczucia ciepła
- określonej liczby dni, z tym samym odczuciem ciepła.

Wymienione wyżej charakterystyki wyznaczono dla trzech letnich miesięcy (czerwiec, lipiec, sierpień) oraz dla całego sezonu letniego (czerwiec-sierpień). Materiałem źródłowym do opracowania, były codzienne wartości (z godziny 13⁰⁰) temperatury powietrza, prężności pary wodnej, prędkości wiatru, z 10 stacji meteorologicznych (tab. 2), za okres od 1951 do 1965 r., udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Tabela 1. Objasnienia (legenda) do rys. 1

Obszar		Europa Zachodnia
Podobszar	3	Pozaalpejska Europa Zachodnia
Prowincja	31	Niż Środkowoeuropejski
Podprowincja	313	Pobrzeże Południowobałtyckie
Region:	313.6	Pobrzeże Gdańskie
Podprowincja	314-315	pojezierze Południowobałtyckie
Regiony:	314.5	Pojezierze Wschodniopomorskie
	314.53	Pojezierze Iławskie
	315.2	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka
	315.25	Kotlina Toruńska
	315.26	Kotlina Płocka
	315.3	Pojezierze Chałmińsko-Dobrzyńskie
Podprowincja	319	Niziny Środkowopolskie
Regiony:	319.6	Nizina Północnomazowiecka
	319.7	Nizina Środkowomazowiecka
	319.9	Nizina Południowopodlaska
	319.91	Podlaski Przełom Bugu
	319.92	Wysoczyzna Kałuszyńska
	319.93	Obniżenie Węgrowskie
	319.94	Wysoczyzna Siedlecka
Obszar:		Europa Wschodnia
Podobszar	8	Niż Wschodnioeuropejski
Prowincja	83	Niż Wschodniobałtycki
Podprowincja	831	Pobrzeże Wschodniobałtyckie
Regiony:	832.1	Pojezierze Mazurskie
	832.2	Pojezierze Litewskie
Podprowincja	833	Równiny Podlasko-Białoruskie
Region	833.1	Nizina Północnopodlaska

Tabela 2. Zestawienie stacji meteorologicznych objętych opracowaniem

Stacje	φ	λ	H_s	h_w
Białystok	53°07'	23°11'	139	11
Bydgoszcz – lot.	53°0,7'	17°58'	70	10
Elbląg	54°10'	19°25'	38	14
Mława	53°0,7'	20°21'	142	13
Olsztyn-Dajtki	53°46'	20°25'	133	12
Ostrołęka	53°0,6'	21°35'	97	12
Płock-Radziwie	52°31'	19°41'	62	14
Siedlce	52°11'	22°16'	147	13
Suwałki	54°0,6'	22°57'	165	12
Warszawa-Bielany	52°17'	20°58'	101	16

Wybór południowego terminu klimatologicznego, podyktowany został jego największą reprezentatywnością dla środka dnia, kiedy człowiek w największym stopniu korzysta z przebywania na świeżym powietrzu.

Na podstawie codziennych wartości temperatury powietrza, ciśnienie pary wodnej i prędkości wiatru określono wielkość TE , klasyfikując ją jednocześnie do określonego przedziału odczucia ciepła. W ten sposób uzyskano konkretne warunki odczuwalności cieplnej dla każdego dnia letniego za okres 15-tu lat, dla badanych 10-ciu stacji meteorologicznych. Wybór TE jako podstawowego wskaźnika, przy ocenie klimatu odczuwalnego podyktowany był tym, iż jest to wskaźnik określający odczuwalność ciepłą organizmu człowieka pod wpływem łącznego działania temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Dodać należy, że wszystkie trzy składowe temperatury efektywnej łatwo dostępne, gdyż ich pomiary wykonywano na każdej stacji, w przeciwieństwie np. do promieniowania. Brak danych dotyczących pomiaru tego elementu na większości badanych stacji nie pozwolił na zastosowanie pełniejszego wskaźnika bioklimatologicznego, jakim jest temperatura efektywno-radiacyjna, co w konsekwencji doprowadziłoby do wyciągnięcia szerszych wniosków natury bioklimatycznej.

Należy stwierdzić, że materiał statystyczny dotyczący trzech wybranych elementów był w zasadzie jednorodny, bowiem w obserwacjach nie stwierdzono poważniejszych braków poza danymi ze stacji Warszawa-Bielany (brak pomiarów prędkości wiatru w roku 1955, od 15 do 31 lipca).

Przy ocenie materiałów źródłowych należy zwrócić uwagę, że prędkość wiatru brana była z wysokości 10 do 16 metrów nad powierzchnią gruntu, natomiast temperatura i wilgotność powietrza pochodzą z poziomu 2-ch metrów (wysokość klatki meteorologicznej).

Istnieją specjalne wzory, służące do redukcji prędkości wiatru z poziomu ustawienia wiatromierza do wysokości 2-ch metrów, ale mogą one być jedynie stosowane w odniesieniu do średnich prędkości wiatru. Dla codziennych pomiarów prędkości wiatru, redukcja taka byłaby możliwa, gdyby dysponowano dla każdej stacji serią porównawczą pomiaru prędkości wiatru z poziomu 2 metrów.

Ważniejsze wyniki badań przedstawiono w tabelach 1-10.

Warunki odczucia ciepła

Charakterystykę warunków odczucia ciepła (chłodu, komfortu, gorąca) w Polsce północno-wschodniej, przeprowadzono na podstawie temperatur efektywnych w Skali normalnej (NTE), przyjmując przedziały ustalone przez Marszaka.

Wynikiem opracowania, są częstości poszczególnych odczuć ciepła, określone dla każdej stacji, w czerwcu, lipcu i sierpniu oraz dla całego sezonu letniego (czerwiec-sierpień) za okres 1951-1965.

Warunki odczuwalne przedstawiono w układzie przestrzennym oraz punktowo dla poszczególnych stacji (tab.3).

Rozkład przestrzenny warunków odczuwalnych przedstawiono w postaci map obrazujących częstość (w %) określonych odczuć ciepła. Analizując rozkład przestrzenny częstości odczucia gorąca na obszarze Polski NE dla poszczególnych miesięcy oraz dla całego okresu letniego, zaobserwowano pewną prawidłowość w przebiegu izolinii. Mają one przebieg zbliżony do równoleżnikowego, przy czym najmniejsze częstości odczucia gorąca są notowane w północnej części badanego obszaru (Pojezierze Litewskie, północna część Pojezierza Mazurskiego, Nizina Staropruska, Pobrzeże Gdańskie), a największe w południowej części badanego obszaru (Nizina Północnopodlaska, Nizina Południowopodlaska z wyjątkiem północnej części, Nizina Środkowomazowiecka, Nizina Północnomazowiecka, południowa część Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej).

Tabela 3. Częstość (%) warunków odczucia ciepła wg skali Marszaka (1951-1965)

Stacje	Chłod				Komfort				Gorąco			
	VI	VII	VIII	VI-VIII	VI	VII	VIII	VI-VIII	VI	VII	VIII	VI-VIII
Białystok	44	38	43	42	36	35	34	35	20	27	23	23
Bydgoszcz	46	41	46	44	39	39	36	38	15	20	18	18
Elbląg	59	50	55	54	32	36	31	33	9	14	14	13
Mława	45	40	45	43	38	35	33	35	17	25	22	22
Olsztyn	55	45	52	51	34	37	32	34	11	18	16	16
Ostrołęka	40	35	40	38	38	38	36	37	22	27	24	25
Płock	39	35	44	39	41	37	32	37	20	28	24	24
Siedlce	46	35	43	41	35	38	34	36	19	27	23	23
Suwałki	59	51	53	54	34	36	37	36	7	13	10	10
Warszawa	43	34	37	38	39	42	40	40	18	24	23	22

Warunki odczucia parności

Za dzień parny przyjęto taki, w którym wartość ciśnienia pary wodnej o godzinie 13⁰⁰ była większa lub równa 14,1 mm Hg – 18,8 hPa – kryterium Scharlau'a. Wynikiem opracowania materiału statystycznego dotyczącego częstości dni parnych według kryterium Scharlau'a są mapy ukazujące przestrzenne zróżnicowanie badanego zjawiska.

Analizując rozkład częstości (w %) warunków odczucia parności w czerwcu, lipcu i sierpniu oraz w całym sezonie letnim (czerwiec-sierpień) na obszarze Polski północno-wschodniej, zaobserwowano pewną prawidłowość w przestrzennym rozmieszczeniu tego wskaźnika bioklimatycznego. Obszary południowe tzn. Nizina Środkowomazowiecka, Nizina Południowopodlaska, południowo-wschodnia część Kotliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, południowa część Niziny Północnomazowieckiej i Niziny Północnopodlaskiej charakteryzują się większymi liczbami dni parnych niż pozostałe tereny Polski NE. Na mapie obrazującej sytuację w okresie letnim (czerwiec-sierpień) zanotowano najwięcej tego rodzaju dni w Płocku – 14% oraz w Siedlcach – 13%. Podobna sytuacja ma miejsce w sierpniu, kiedy również Płock i Siedlce wykazują największy udział dni parnych – po 14%. Lipiec jest miesiącem charakteryzującym się największą spośród trzech letnich miesięcy. Liczbą dni z prężnością pary wodnej większą lub równą 14,1 mm Hg. W Siedlcach, Białymstoku i Mławie dni parne stanowią 17%, a w Ostrołęce i Płocku po 18% ogólnej liczby dni. Najmniej dni parnych zanotowano w czerwcu, a maksymalna wartość – 11% wystąpiła w Płocku. Na stacji tej w poszczególnych miesiącach letnich jak i całym sezonie (czerwiec-sierpień) obserwowano największą częstość odczucia warunków parności.

Ze stacji położonych w południowej części badanego obszaru, na uwagę zasługuje stacja Warszawa-Bielany, która jako stacja wielkomiejska, zawsze będzie charakteryzowała się mniejszym udziałem dni parnych niż stacje sąsiednie. Są to różnice rzędu 3–6%. Te zaniżone wartości liczby dni parnych, notowane na stacji w Warszawie, spowodowane są specyficzną suchością klimatu tak bardzo typową dla dużego ośrodka miejskiego (między innymi zmniejszona powierzchnia parowania).

Posuwając się bardziej na północ od wyżej omówionego obszaru, wartości częstości dni parnych maleją. Izolinie mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Izolinia o najmniejszej liczbie dni parnych przebiega w rejonie Suwałk i Olsztyna, obejmując część wschodnią Niziny Staropruskiej i południową Pojezierza Mazurskiego i Litewskiego.

W sezonie letnim te dwie stacje mają najmniej dni parnych – po 7%, podobnie w sierpniu, nieco więcej w lipcu (11% w Olsztynie, 10% w Suwałkach), a najmniej w czerwcu (4% w Suwałkach oraz 3% w Olsztynie).

Przy interpretacji rozkładu częstości dni parnych, posłużono się rozkładem średnich wartości temperatur maksymalnych oraz liczbą dni z temperaturą maksymalną większą lub równą 25°C, na obszarze Polski NE. Wiadomo bowiem, że wraz ze wzrostem temperatury, powietrze jest w stanie pomieścić większą ilość pary wodnej, a parność powietrza uwarunkowana jest wysoką wilgotnością powietrza i stosunkowo wysoką temperaturą. Na obszarach południowych rozpatrywanego obszaru, które charakteryzowały się zwiększonym udziałem dni parnych, notowano najczęściej wysokie wartości średniej temperatury maksymalnej oraz liczbę dni z temperaturą maksymalną większą lub równą 25°C. Płock, który wyróżnił się jako stacja o największej liczbie dni parnych, wyodrębnił się również w stosunku do pozostałych stacji, jako stacja posiadająca największą liczbę dni gorących.

Na północy, zmniejszonym częstością odczucia warunków parności, towarzyszą małe wartości średnich temperatur maksymalnych oraz mniejsze niż na południu badanego obszaru, liczby dni gorących. Najmniej dni gorących notowano w Elblągu, a nieco więcej tych dni wystąpiło w Olsztynie i Suwałkach.

W wyniku tej dosyć jednostronnej interpretacji stwierdzono, że suchość klimatu postępująca z południa na północny-wschód, związana jest bezpośrednio z warunkami termicznymi tych obszarów. Południowe tereny Polski NE są bardziej ciepłe i parne, natomiast północne – są chłodniejsze i bardziej suche.

Obok zróżnicowania przestrzennego badanego zjawiska, na uwagę zasługuje również jego zmienność z roku na rok. Szczególną uwagę zwrócono na lata, w których jednocześnie kilka stacji zanotowało wysoką częstość dni parnych, zakres ich wahań w poszczególnych miesiącach i w całym sezonie letnim oraz na maksymalną wartość prężności pary wodnej. W czerwcu 1953 roku trzy stacje (Bydgoszcz – 3, Elbląg – 4, Siedlce – 5) wyróżniły się równocześnie wysoką liczbą dni parnych w okresie od 1951 do 1965r. w lipcu 1959 r. jednocześnie na 8 stacjach (Bydgoszcz – 12, Elbląg – 13, Mława – 14, Olsztyn – 9, Ostrołęka – 13, Płock – 13, Siedlce – 12, Warszawa – 8) zaobserwowano dużą częstość dni tego rodzaju. W sierpniu natomiast, kolejno wyróżniły się po dwie stacje: w 1952 r. (Białystok – 9, Warszawa – 7), w 1954 r. (Bydgoszcz – 7, Mława – 6), w 1963 r. (Ostrołęka – 8, Siedlce – 9), które odznaczyły się największą częstością stanów parnych w ciągu badanego okresu 1951-1965. Biorąc pod uwagę całe piętnastolecie należy stwierdzić, że inny rok był tym, w którym jednocześnie najwięcej stacji notowało wysoką częstość dni parnych. Nigdy jednak zjawisko to nie powtórzyło się jednocześnie na 10 stacjach objętych opracowaniem. W sezonie letnim (czerwiec – sierpień) dla czterech stacji równocześnie (Mława – 22, Ostrołęka – 18, Suwałki – 16, Warszawa – 19) rok 1950 był okresem, w którym odnotowano największą liczbę dni parnych. Jak stwierdzono w rozdziale dotyczącym częstości odczucia ciepła, w tym właśnie roku na dziewięciu spośród dziesięciu stacji rozpatrywanych, zanotowano największy udział odczucia gorąca w badanym piętnastolecu.

Ponadto stwierdzono, że dla każdej stacji inna wartość, będzie ta maksymalną liczbą dni z prężnością pary wodnej lub równą 14,1 mm Hg. Obserwowane są bowiem znaczne różnice w zakresie wahań maksymalnych wartości częstości odczucia warunków parności. Największy zakres wahań badanego zjawiska wykazuje lipiec, od 16 przypadków (Warszawa – 1959 r.) do 9 (Suwałki – 1960 r. i Olsztyn – 1959 r.), nieco mniejszy czerwiec, od 11 dni (Płock – 1961 r.) do 3 (Suwałki – 1956r., 1958 r., Olsztyn – 1964r., Bydgoszcz – 1951, 1953, 1954, 1961 r.). najmniejsze zróżnicowanie najwyższych czę-

stości dni parnych zaobserwowano w sierpniu, od 9 (Siedlce – 1951, 1963 r., Płock – 1957 r., Elbląg – 1955 r., Białystok – 1952 r.) do 6 (Suwałki – 1959 r., Mława – 1954 r.). Lipiec jest więc miesiącem, w którym pojawiła się największa ze wszystkich ekstremalnych (dla poszczególnych miesięcy) liczba dni parnych – 16. W czerwcu zanotowano najmniejszą spośród maksymalnych liczbę dni parnych – 3. Dla całego sezonu letniego, zakres wahań jest dosyć Duży, od 27 dni (Płock – 1957 r.) do 13 (Olsztyn – 1963 r.).

Reasumując stwierdzono, że rozkład czasowy oraz przestrzenny badanego zjawiska, niejako uzupełniają się wzajemnie. Nie bez przyczyny bowiem stacje takie, jak np. Płock i Siedlce położone w południowej części badanego obszaru odnotowały absolutne maksima liczby dni parnych zarówno w całym sezonie jaki i w poszczególnych miesiącach. Jako uzupełnienie powyższych rozważań, przedstawiono największe wartości ciśnienia pary wodnej, zanotowane o godzinie 13-tej w czerwcu, lipcu i sierpniu (tab. 4-5). Maksymalne ciśnienie pary wodnej za okres 1951-1965 odnotowano na stacji w Płocku (22,1 mm Hg – 29,5 hPa) w czerwcu 1957 r. Płock jest więc nie tylko stacją, która wyróżniła się największym udziałem dni parnych w miesiącach letnich, ale i stacją, która odnotowała maksymalne ciśnienie pary wodnej spośród 10 badanych stacji. W lipcu największe ciśnienie pary wodnej zaobserwowano na stacji w Ostrołęce (20,6 mm Hg – 27,5 hPa) w 1963 r., a w sierpniu na stacji w Siedlcach (18,6 mm Hg – 24,8 hPa) również w 1963 r. w okresie letnim ciśnienie pary wodnej dla dni parnych w Polsce NE waha się od dolnej granicy (14,1 mm Hg – 18,8 hPa) do 22,1 mm Hg – 29,5 hPa.

Z bioklimatologicznego punktu widzenia, częstość występowania warunków odczucia parności stanowi pewne kryterium przy ocenie klimatu odczuwalnego. Nie można jednak stosować tego wskaźnika w odniesieniu do innych charakterystyk bioklimatycznych. Zaobserwowano bowiem, że dzień parny może należeć do każdego przedziału odczucia ciepła. Przy odczuciu gorąca i chłodu parność będzie potęgowała niekorzystne warunki odczuwalne, natomiast w przedziale komfortu jej wpływ będzie znikomy.

W Polsce północno-wschodniej obszary południowe charakteryzują się zwiększoną częstością dni parnych oraz zwiększonym udziałem odczucia gorąca, niż ma to miejsce na pozostałym terenie objętym opracowaniem. Z punktu widzenia warunków bioklimatycznych, będą to obszary niekorzystne dla człowieka. Wysoka temperatura powietrza pobudza organizm do pocenia się i oddawania ciepła drogą parowania. Jeśli ciśnienie pary wodnej jest większe od tego jakie, odpowiada kompleksowi warunków fizjologicznych, wówczas wymiana ciepła z otoczeniem jest utrudniona i żywy organizm odczuwa parność. Przy parności występuje spadek sprawności organizmu, zarówno umysłowy jak i fizyczny oraz złe samopoczucie, zmęczenie i duszność. Odczucie parności jest zatem miarą regulacji gospodarki cieplnej organizmu i występuje tylko przy stosunkowo wysokiej temperaturze i wysokiej wilgotności.

Na obszarach północnych Polski NE zmniejszeniu liczby dni parnych towarzyszy zmniejszony udział warunków odczucia gorąca. Nie można jednak tylko na tej podstawie ocenić tych terenów jako: korzystne dla człowieka. Na uwagę bowiem zasługuje fakt zaobserwowania na stacjach północnych dosyć wysokiego udziału odczucia chłodu, stanowiącego ponad połowę warunków odczucia ciepła w okresie letnim jak i w poszczególnych miesiącach – co wpływa niekorzystnie na klimat odczuwalny tych terenów.

Tabela 4. Częstość odczucia warunków parności wg skali Scharlau'a (1951-1965 r.)

Stacje	VI		VII		VIII		VI-VIII	
	l.p	%	l.p	%	l.p	%	l.p	%
Białystok	36	8,0	80	17,0	55	12,0	171	12,0
Bydgoszcz	18	4,0	54	12,0	47	10,0	119	9,0
Elbląg	17	4,0	59	13,0	54	12,0	130	9,0
Mława	29	6,0	77	17,0	45	10,0	151	11,0
Olsztyn	15	3,0	52	11,0	33	7,0	100	7,0
Ostrołęka	32	7,0	86	18,0	51	11,0	169	12,0
Płock	49	11,0	85	18,0	63	14,0	197	14,0
Siedlce	41	9,0	81	17,0	63	14,0	185	13,0
Suwałki	17	4,0	46	10,0	31	7,0	94	7,0
Warszawa	22	5,0	67	14,0	39	8,0	128	9,0

Tabela 5. Absolutne maksima ciśnienia pary wodnej (mm Hg) zanotowane o godzinie 13-tej w latach 1951-196

Stacje	VI	VII	VIII
Białystok	17,1	18,8	17,9
Bydgoszcz	15,7	17,3	17,7
Elbląg	18,5	20,0	18,0
Mława	17,9	18,0	18,0
Olsztyn	16,8	18,5	17,5
Ostrołęka	17,5	20,6	18,0
Płock	22,1	20,1	18,5
Siedlce	19,3	19,4	18,6
Suwałki	17,0	19,4	16,8
Warszawa	16,6	17,9	16,6

Charakterystyka bodźcowości klimatu

Charakterystykę bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, przeprowadzono na podstawie stałości warunków odczucia ciepła (liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła) oraz ich zmian kontrastowych (tab. 6). Przez zmiany kontrastowe rozumiano bezpośrednie przejście ze stanu gorąca panującego jednego dnia w chłód panujący w następnym dniu, bądź odwrotnie.

Umiarkowana zmienność warunków odczuwalnych tzn. przejście od stanu chłodu przez komfort do gorąca lub odwrotnie, nieznacznie wpływa na organizm człowieka, natomiast gdy w takim układzie zostaje pominięty komfort, odbija się to już niekorzystnie na układzie termoregulacyjnym człowieka. Adaptacja do gwałtownie zmieniających się warunków odczuwalnych, wymaga od organizmu dodatkowej pracy, co powoduje równocześnie zmniejszenie jego odporności, a w niektórych przypadkach może prowadzić do zmian chorobowych (zaostrzenie objawów chorób układu sercowo-naczyniowego, narządu oddechowego, narządu ruchu).

W Polsce północno-wschodniej zmiany kontrastowe odczucia ciepła opracowano punktowo – dla każdej stacji, pomijając rozkład przestrzenny, który w tym wypadku dałby obraz mało dokładny (zbyt mała liczba stacji na stosunkowo dużym obszarze). Zmiany kontrastowe opracowane dla całego sezonu letniego, jak i dla poszczególnych miesięcy wykazują małe zróżnicowanie. Są to wartości rzędu: 2% (Suwałki) 5% (Siedlce) w sezonie letnim; 2% (Elbląg, Suwałki) 5% (Ostrołęka) w czerwcu. W lipcu najwięcej kontrastowych zmian warunków odczuwalnych zanotowano w Białymstoku i Siedlcach – po 6%, najmniej w Bydgoszczy, Ostrołęce, Warszawie – po 3%. Nieco większe

zróźnicowanie badanego zjawiska wykazał sierpień, od 1% w Suwałkach do 5% w Mławie i Płocku.

Jako pewne uzupełnienie powyższych wyników, potraktowano analizę zakresu wahań maksymalnej liczby przypadków kontrastowych odczuć ciepła w poszczególnych dniach, na każdej stacji w sezonie letnim jak i w kolejnych miesiącach (tab. 6). Siedlce charakteryzujące się największą częstością zmian kontrastowych w sezonie letnim – 5%, miały w 1957 r. – 9 przypadków tego rodzaju zmian, była to równocześnie największa liczba dni z gwałtownymi zmianami odczucia ciepła jaka wystąpiła w badanym sezonie (czerwiec – sierpień) w ciągu całego piętnastolecia na obszarze Polski NE. Natomiast w Suwałkach mających w sezonie letnim 2% kontrastowych zmian warunków odczuwalnych, latem 1951 r. zanotowano tu 5 przypadków wystąpienia badanego zjawiska. Była to jednocześnie dolna granica zakresu wahań maksymalnej liczby dni ze zmianami kontrastowymi warunków odczuwalnych, jaką zaobserwowano od 1951 do 1965 r. na terenie objętym opracowaniem. Podobny związek pomiędzy maksymalną i minimalną częścią zmian kontrastowych warunków odczucia ciepła, a zakresem wahań maksymalnej liczby dni z tymi zmianami w ciągu badanego okresu można zauważyć na przykładzie poszczególnych miesięcy letnich:

Maksymalna i minimalna częstość	Maksymalna liczba przypadków
Czerwiec	
Ostrołęka 5%	4 przypadki (1957, 1960)
Elbląg, Suwałki 2%	2 przypadki (1951, 1959 – Suwałki; 1956 – Elbląg)
Lipiec	
Białystok 6%	4 przypadki (1953)
Ostrołęka 3%	2 przypadki (1953, 1955, 1958, 1965)
Sierpień	
Mława 5%	5 przypadków (1960)
Suwałki 1%	1 przypadek (1960, 1961, 1963, 1964)

Przy interpretacji badanego zjawiska posłużono się stałością warunków odczucia komfortu termicznego, a konkretnie analizowano przypadki utrzymywania się tego przedziału odczucia ciepła ponad siedem kolejnych dni. Analizie poddano każdą stację z uwzględnieniem całego okresu (1951-1965). Komfort w stosunku do dwóch pozostałych odczuć (chłodu i gorąca) wykazał najmniejszą stabilność. Najczęstsze są przypadki utrzymywania się komfortu przez jeden lub dwa dni. Komfort utrzymujący się ponad siedem kolejnych dni notowany jest bardzo rzadko, wykazując jednocześnie bardzo małe zróźnicowanie na poszczególnych stacjach. W sezonie letnim najwięcej, bo aż pięć przypadków utrzymywania się odczucia komfortu ponad siedem kolejnych dni zanotowano w Suwałkach – stacji, która w tym samym okresie miała najmniejszy udział kontrastowych zmian warunków odczuwalnych. Siedlce, dla których zmiany te stanowiły aż 5%, cechował tylko jeden przypadek z taką stabilnością komfortu. Podobne prawidłowości można stwierdzić w poszczególnych miesiącach. W sierpniu w Suwałkach małowemu udziałowi kontrastowych odczuć ciepła w kolejnych dniach – 1%, towarzyszyły aż 4 przypadki trwania ponad siedem dni odczucia komfortu, a nawet zanotowano dwa przypadki utrzymywania się tego odczucia ciepła ponad dwa tygodnie. W tym samym miesiącu Mława i Płock – stacje charakteryzujące się największą częstością gwałtownych zmian warunków odczuwalnych – po 5%, nie miały ani jednego przypadku trwania komfortu ponad siedem dni. W pozostałych dwóch miesiącach letnich tzn. w czerwcu i lipcu, stacje odznaczające się zwiększonymi częstościami kontrastowych zmian odczuć ciepła: jak Ostrołęka (5% w czerwcu) czy Białystok i Siedlce (6% w

lipcu) równocześnie nie miały dłuższego niż siedem dni okresu z odczuciem komfortu termicznego.

Z powyższych rozwiązań wynika, że zwiększonej stabilności odczucia komfortu (ponad siedem kolejnych dni) – towarzyszy zmniejszenie kontrastowych odczuć ciepła w kolejnych dniach. Jest to wniosek oczywisty, bowiem zarówno komfort trwający przez dłuższy czas jak i mała częstość gwałtownych zmian warunków odczuwalnych, oddziałują korzystnie na organizm człowieka w przeciwieństwie do sytuacji, kiedy przy małej stabilności komfortu, obserwowana jest duża częstość kontrastowych zmian. Na szczególną uwagę zasługują stacje w Mławie i Suwałkach. Mława w ciągu całego piętnastolecia w żadnym z miesięcy letnich nie miała przypadku utrzymywania się komfortu ponad tydzień, natomiast we wszystkich letnich miesiącach obserwowane były tu, jedne z największych częstości kontrastowych zmian warunków odczuwalnych (5% w lipcu i sierpniu; 3% w czerwcu). Na tej podstawie można ocenić klimat odczuwalny Mławy, jako bardziej bodźcowy, niż w przypadku pozostałych stacji. Dla przykładu mogą posłużyć Suwałki. Stacja ta oceniana jest na podstawie małej częstości zmian kontrastowych i dużej stabilności komfortu (mimo, że w ogólnym odczuciu ciepła stanowi on jedynie 36%) pretenduje do uzyskania miana stacji o umiarkowanie bodźcowym klimacie – typowym dla komfortowych warunków odczuwalnych. Stałość odczucia komfortu termicznego, oznaczającego optimum warunków – jest korzystna. Nie zmusza układu termoregulacyjnego do dodatkowej pracy, gdyż człowiek oddaje otoczeniu tę samą ilość ciepła jaką wytwarza w procesach metabolicznych (50 kcal na godzinę na każdy m² powierzchni swego ciała). W wymienionych warunkach, którym odpowiada przyjemne odczucie ciepła, człowiek posiada dobre samopoczucie, gdyż nie zostaje zakłócona równowaga ciepła – niezbędna dla człowieka w każdej chwili. Równowaga ta zostaje zachwiana w warunkach chłodu lub gorąca, czyli w dniach z dyskomfortowym odczuciem ciepła. W dniach z odczuciem chłodu straty ciepła są większe niż zdolność organizmu do wytwarzania potrzebnych kalorii. Ponieważ stała temperatura ciała człowieka jest zawsze koniecznym warunkiem do zachowania zdrowia, organizm będzie dążył do zachowania homeostazy, przez zmniejszenie utraty ciepła i zwiększenie jego wytwarzania. Działanie tych mechanizmów powoduje zmiany w skórnym przepływie krwi, rozmieszczeniu krwi w ustroju oraz w czynności gruczołów dokrewnych i tempie przemiany materii. Bezpośrednim następstwem działania na ustrój człowieka niskiej temperatury otoczenia jest skurcz naczyń krwionośnych, powodujący zmniejszenie skórnego przepływu krwi i przewodnictwa cieplnego tkanek powierzchniowych. Siły organizmu skupione na wyczerpującej i mało skutecznej samoobronie zmniejszają jego potencjalną odporność. Poza tym w dniach z odczuciem chłodu stosowanie zabiegów klimatoterapeutycznych, jak np. kąpiele słoneczne jest wyraźnie ograniczone. Odczucie chłodu dosyć często utrzymujące się dłużej niż 3-4 dni, będzie zawsze niekorzystnym elementem przy ocenie warunków odczuwalnych.

Analiza stałości warunków odczucia ciepła, wykazała, że do najbardziej stabilnych należy odczucie chłodu, którego czas trwania dochodzi niekiedy do 19 kolejnych dni (Elbląg – lipiec 1962 r.). Najwięcej przypadków z tym samym odczuciem ciepła trwającym ponad 7 kolejnych dni przypada na warunki chłodu. Największą częstość tych przypadków wykazują stacje położone w północnej części badanego obszaru. W całym sezonie letnim zanotowano w Suwałkach 30 przypadków wystąpienia badanego zjawiska, w tym 5 przypadków z chłodem trwającym ponad 14 kolejnych dni. Również w Elblągu 27 razy w ciągu badanego okresu (1951-1965), odczucie chłodu utrzymywało się ponad tydzień, w tym 6 razy ponad 2 tygodnie. W poszczególnych miesiącach letnich te dwie stacje również wykazały największą liczbę przypadków z tak

stabilnym chłodem (w czerwcu 12 przypadków w Suwałkach, 10 przypadków w Elblągu; w lipcu 9 przypadków w Suwałkach i 6 przypadków w Elblągu oraz w sierpniu 11 przypadków w Elblągu i 9 przypadków w Suwałkach). Na pozostałych stacjach zanotowano znacznie mniej przypadków utrzymywania się odczucia chłodu ponad 7 kolejnych dni. Natomiast już nie ma wszystkich stacjach chłód panował ponad 14 dni. Takich przypadków nie miały Warszawa i Ostrołęka, stacje gdzie chłód trwający ponad tydzień pojawiał się bardzo rzadko. W czerwcu w Ostrołęce odnotowało 1 przypadek tak stabilnego chłodu, w lipcu w Ostrołęce i Warszawie – 2 przypadki, a w sierpniu w Warszawie również 2 przypadki. Sytuacja ta zdecydowała o tym, że Warszawa i Ostrołęka w całym sezonie letnim będą charakteryzowały się najmniejszą częstością panowania chłodu ponad 7 kolejnych dni (11 przypadków w Warszawie i 8 przypadków w Ostrołęce).

Analizując badane zjawisko z uwzględnieniem poszczególnych lat stwierdzono, że w roku 1954 w lipcu na 6 stacjach (Płock, Siedlce, Olsztyn, Mława, Elbląg, Białystok) oraz w sierpniu w roku 1961 również na 6 stacjach (Płock, Suwałki, Olsztyn, Mława, Elbląg, Bydgoszcz) chłód trwał ponad 14 kolejnych dni. Tak długo utrzymujące się odczucie chłodu zaobserwowane jednocześnie na 6 stacjach (spośród 10 badanych) w roku 1954 i 1961 – niewątpliwie uwarunkowane było napływem mas chłodnego powietrza pochodzenia morskiego, obejmującego znaczne obszary Polski NE. Odczucie gorąca jak stwierdzono, wykazuje mniejszą stabilność w stosunku do chłodu i większą w odniesieniu do komfortu. Nigdy jednak na żadnej stacji w całym badanym okresie (1951-1965) nie obserwowano utrzymywania się tego odczucia ciepła ponad 2 tygodnie. Najczęściej odczucie gorąca utrzymywało się ponad 7 dni na stacji w Płocku, zarówno w lipcu i sierpniu (po 4 przypadki) jak i w całym sezonie letnim (8 przypadków). W czerwcu w Płocku oraz na 9-ciu pozostałych stacjach nie stwierdzono badanego zjawiska. Nie mniej jednak już przez tydzień panujące odczucie gorąca jest dosyć uciążliwe dla człowieka, nawet bardziej niż tak długo trwający chłód, bowiem obok wysokich temperatur powietrza może występować równocześnie duża zawartość pary wodnej w powietrzu, dająca w konsekwencji odczucie parności. Podczas kilkudniowego trwania warunków przegrzania, w organizmie człowieka zachodzi wiele zmian, jak: rozszerzenie naczyń krwionośnych, wzrost skórny przepływu krwi oraz wydzielanie potu. Oba te mechanizmy niewątpliwie przyczyniają się do utrzymania homeostazy termicznej ustroju, ale równocześnie ich działanie powoduje szereg wtórnych zmian czynnościowych ze strony różnego rodzaju narządów i układów (zmiany w rozmieszczeniu krwi w ustroju, zmiany czynnościowe serca oraz odwodnienie i utrata soli mineralnych). Taka reakcja organizmu w dniach z odczuciem gorąca, świadczy o jego dyskomfortowym charakterze w zakresie warunków odczuwalnych.

Z powyższych rozważań wynika, że duża stabilność niekorzystnych odczuć ciepła: „chłodu” w przypadku Elbląga i Suwałk i „gorąca” w przypadku Płocka, przyczyniają się do obniżenia walorów bioklimatycznych tych miejscowości. Na osobną uwagę zasługuje stacja w Suwałkach. Z jednej strony obserwowana tutaj duża stabilność chłodu – jest niekorzystna dla człowieka, z drugiej strony mały udział zmian kontrastowych odczucia ciepła, potwierdzony dużą stabilnością komfortu podnosi walory bioklimatyczne tej miejscowości. Podobna sytuacja wystąpiła na stacji w Ostrołęce. Małej stabilności chłodu zarówno w poszczególnych miesiącach jak i w całym okresie letnim, towarzyszy zwiększenie udziału kontrastowych zmian warunków odczuwalnych – zarówno w sezonie letnim – 4% jak i w kolejnych miesiącach (w czerwcu – 5%, w lipcu – 3%, w sierpniu – 4%). Ta sytuacja podobnie jak w przypadku Suwałk powoduje, że nie będzie można jednoznacznie ocenić Ostrołęki jako stacji z korzystnymi bądź nieko-

rzystnymi warunkami odczuwalnymi. Podobne wnioski nasuwają się przy analizie pozostałych stacji, bowiem każda miejscowość ma klimat w pewnym stopniu oszczędzający, a w pewnym stopniu bodźcowy.

Tabela 6. Częstość kontrastowych zmian warunków odczucia ciepła (1951-1965)

Stacje	VI		VII		VIII		VI-VIII	
	l.p	%	l.p	%	l.p	%	l.p	%
Białystok	16	4,0	26	6,0	18	4,0	60	4,0
Bydgoszcz	16	4,0	15	3,0	11	2,0	42	3,0
Elbląg	11	2,0	17	4,0	18	4,0	46	3,0
Mława	12	3,0	23	5,0	22	5,0	57	4,0
Olsztyn	15	3,0	19	4,0	16	4,0	40	4,0
Ostrołęka	21	5,0	14	3,0	19	4,0	54	4,0
Płock	12	3,0	20	4,0	22	5,0	54	4,0
Siedlce	19	4,0	29	6,0	16	3,0	64	5,0
Suwałki	8	2,0	19	4,0	4	1,0	31	2,0
Warszawa	17	4,0	15	3,0	19	4,0	51	4,0

Tabela 7. Częstość (liczba przypadków) warunków odczucia ciepła utrzymujących się ponad 7 kolejnych dni (1951-1965)

Stacja	VI			VII			VIII			VI-VIII		
	C	K	G	C	K	G	C	K	G	C	K	G
Białystok	6	-	-	4	-	1	5	1	3	15	1	4
Bydgoszcz	3	1	-	6	1	1	6	-	1	15	2	2
Elbląg	10	1	-	6	-	-	11	1	1	27	2	1
Mława	5	-	-	3	-	3	7	-	1	15	-	4
Olsztyn	8	-	-	3	-	-	8	1	1	19	1	1
Ostrołęka	1	-	-	2	-	2	5	2	2	8	2	4
Płock	4	1	-	4	-	4	8	-	4	16	1	8
Siedlce	6	-	-	2	-	1	6	1	3	14	1	4
Suwałki	12	1	-	9	-	-	9	4	1	30	5	1
Warszawa	7	-	-	2	-	1	2	2	2	11	2	3

Tabela 8. Stałość warunków odczucia ciepła (1951-1965) w Elblągu

Liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła		VI			VII			VIII		
		C	K	G	C	K	G	C	K	G
1		23	38	17	35	47	26	14	23	15
2		10	27	5	12	32	9	9	26	13
3		10	8	2	7	5	4	9	12	-
4		9	4	1	4	5	1	3	2	3
5		6	1	1	6	4	1	5	1	1
6		2	-	-	2	-	-	1	-	-
7		1	-	-	3	-	-	5	2	-
>7		10	1	-	6	-	-	11	1	1

Tabela 9. Stałość odczucia ciepła (1951-1965) w Suwałkach

		VI			VII			VIII		
		C	K	G	C	K	G	C	K	G
Liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła	1	20	27	11	31	36	17	8	29	12
	2	11	22	4	12	27	11	14	16	3
	3	6	10	4	5	12	3	6	10	1
	4	5	4	-	5	5	1	5	4	2
	5	7	-	-	8	1	1	5	-	-
	6	3	5	-	-	-	1	7	1	-
	7	-	-	-	3	2	-	2	1	1
	>7	12	1	-	9	-	-	9	4	1

Tabela 10. Stałość odczucia ciepła (1951-1965) w Warszawie

		VI			VII			VIII		
		C	K	G	C	K	G	C	K	G
Liczba kolejnych dni z tym samym odczuciem ciepła	1	21	37	21	26	39	25	15	40	26
	2	15	23	13	9	33	14	13	21	15
	3	11	9	3	10	11	4	8	7	6
	4	3	12	4	4	2	4	10	8	1
	5	4	4	2	2	5	3	3	3	1
	6	2	-	-	3	2	1	4	3	-
	7	-	-	-	2	1	-	1	-	1
	>7	7	-	-	2	-	1	2	2	2

Uwagi końcowe i wnioski

Opracowanie warunków odczucia ciepła i charakterystyk dotyczących bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, pozwoliło na wyróżnienie dwóch grup stacji, charakteryzujących się odmiennymi warunkami odczuwalnymi.

Do pierwszej grupy należą: Siedlce, Warszawa, Płock i Ostrołęka – reprezentujące kolejno: Nizinę Południowopodlaską, Nizinę Środkowomazowiecką, Kotlinę Toruńsko-Eberswaldzką i Nizinę Północnomazowiecką.

Druga grupę stanowią stacje reprezentujące północne obszary Polski NE: Suwałki – Pojezierze Litewskie, Olsztyn – Pojezierze Mazurskie, Elbląg – Pobrzeże Gdańskie.

Nadmienić jednak należy, że wyniki uzyskane dla rozpatrywanych stacji nie zawsze są reprezentatywne dla całego regionu geograficznego. Urozmaicona rzeźba powoduje znaczne zróżnicowanie w rozkładzie przestrzennym wskaźników bioklimatycznych.

Współzależność korzystnych i niekorzystnych warunków odczuwalnych w obu grupach stacji zamieszczono poniżej:

I grupa stacji Płock, Ostrołęka, Siedlce, Warszawa	
korzystne	niekorzystne:
mała częstość odczucia chłodu	duża częstość odczucia gorąca
duża częstość odczucia komfortu 1)	duża częstość dni parnych 2)
mała stałość chłodu	duża częstość zmian kontrastowych
	duża stałość gorąca
II grupa stacji Suwałki, Olsztyn, Elbląg	
korzystne	niekorzystne
mała częstość odczucia gorąca	duża częstość odczucia chłodu
mała częstość dni parnych	mała częstość odczucia komfortu 1)
mała częstość zmian kontrastowych	duża stałość chłodu
mała stałość gorąca 3)	

Z porównań wynika, że:

- Siedlce należące do pierwszej grupy stacji i Suwałki należące do drugiej grupy stacji, mają tę samą częstość odczucia komfortu (36%).
- Duża częstość dni parnych charakterystyczna dla pierwszej grupy stacji nie dotyczy Warszawy – panuje tu typowy dla każdego ośrodka miejskiego suchy klimat.
- Suwałki należące do drugiej grupy stacji, charakteryzują się jeszcze dodatkowo największą w Polsce NE stałością odczucia komfortu.

Przedstawione związki korzystnych i niekorzystnych warunków odczuwalnych, stwierdzone na przykładzie tych dwóch wydzielonych grup stacji, jest jeszcze jednym dowodem na to, że nie ma miejscowości charakteryzującej się wyłącznie oszczędzającymi bądź wyłącznie bodźcowymi warunkami bioklimatycznymi.

Zróżnicowanie warunków klimatycznych Polski NE, z punktu widzenia ich biologicznego oddziaływania, może być pewną wskazówką przy perspektywicznych opracowaniach rozwoju bazy turystycznej na tych terenach. Na przykład duża częstość odczucia chłodu, stwierdzona w północnych rejonach Polski NE, sugeruje stosowanie różnego rodzaju urządzeń ocieplających w domkach campingowych czy innych pomieszczeniach, z których korzystać będą turyści przebywający w porze letniej w tak atrakcyjnych rejonach turystycznych jak: Pojezierze Mazurskie czy Pojezierze Litewskie.

Potwierdzeniem zróżnicowania warunków odczuwalnych w wydzielonych grupach stacji jest rozkład zachmurzenia. Na stacjach północnych dużej częstości odczucia chłodu oraz małej częstości odczucia komfortu, towarzyszy stosunkowo wysoka liczba dni pochmurnych i mała liczba dni pogodnych. Z kolei w południowej części badanego obszaru, notowana duża częstość odczucia gorąca i komfortu jest w pewnym stopniu konsekwencją mniejszej liczby dni pochmurnych i większej – dni pogodnych. Na przykład w sezonie letnim (czerwiec-sierpień) w Suwałkach (należących do grupy stacji północnych) stwierdzono około 28 dni pochmurnych i około 4 dni pogodnych, a w Ostrołęce (należącej do grupy stacji południowych) – około 22 dni pochmurnych i 9 dni pogodnych.

Poza tym na uwagę zasługuje fakt, że wydzielone grupy: stacji północnych i południowych potwierdzają południkowy kierunek zmian warunków klimatycznych w sezonie letnim.

W pracy przedstawiono ogólny charakter zmian warunków odczuwalnych dla godziny 13⁰⁰, w sezonie letnim, w tej części Polski. Skala badań jaką przyjęto w niniejszej pracy nie uwzględnia lokalnych właściwości środowiska: rodzaju podłoża, rzeźby terenu, rozmieszczenia szaty roślinnej, czy sąsiedztwa większych zbiorników wodnych (jezior) – co niewątpliwie przyczyniłoby się do znacznego zróżnicowania rozkładu przestrzennego wskaźników bioklimatycznych.

W celu ujawnienia tych lokalnych, specyficznych warunków bioklimatycznych bardzo pożądane byłyby szczegółowe badania polegające na:

- zwiększeniu liczby stacji reprezentujących poszczególne makroregiony,
- uwzględnieniu innych charakterystyk bioklimatycznych,
- rozszerzeniu badań na dwa pozostałe terminy klimatologiczne oraz na sezon zimowy.

7.2. Charakterystyka bioklimatu województwa suwalskiego w ciepłej porze roku

Autor Grażyna ROKOSZEWSKA

Opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA

Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel i główne założenia pracy

Niniejsza praca ma na celu przedstawienie wyników badań nad odczuwalnością termiczną i parnością w warunkach klimatu pojeziernego. Dokonano w niej próby scharakteryzowania w obiektywny sposób środowiska atmosferycznego jako źródła przestrzennie i czasowo zróżnicowanych bodźców klimatycznych.

Zakresem badań objęto wschodnią część pojezierza mazurskiego - województwo suwalskie. Ze względu na brak kompletnych obserwacji klimatologicznych dla pięciu stacji położonych na tym terenie, warunki scharakteryzowano w oparciu o dane meteorologiczne dla dwóch miejscowości: Suwałki i Mikołajki. Dla Suwałk materiał statystyczny był jednorodny dla całego 10-lecia, natomiast ze stacji Mikołajki brak pomiarów w roku 1951. Podstawą opracowania były miesięczne wykazy spostrzeżeń meteorologicznych (temperatury powietrza, prężności pary wodnej, wilgotności względnej, prędkości wiatru) udostępnione przez IMGW za lata 1951-60. W celu dokładniejszego poznania przebiegu poszczególnych wskaźników klimatu odczuwalnego w ciągu doby wykorzystano dane meteorologiczne z trzech terminów obserwacyjnych o godzinie 7⁰⁰, 13⁰⁰, 21⁰⁰. Dało to możliwość wskazania pory dnia, w której następuje zachwianie równowagi środowiska termicznego.

Charakterystyka bioklimatyczna suwalszczyzny obejmuje siedem miesięcy kwiecień-październik. Okres ten nazwano ciepłą porą roku. Warunki odczuwalne w pozostałych miesiącach są, tematem innego opracowania.

Jako kryterium oceny bioklimatycznej przyjęto temperaturę efektywną (TE) wg Missenarda, temperaturę ekwiwalentną (Te), entalpię powietrza (i) oraz parności wg Scharlau. Zagadnienie powyższe rozpatrzono na przykładzie częstości występowania obliczonych wartości wskaźników bioklimatycznych w poszczególnych przedziałach termo-fizycznych skali odczuwalności, w oparciu o klasyfikację odczuwalności cieplnej dla Te i TE wg Baranowskiej i entalpii wg Brazola. Metodyka opracowania wskaźników bioklimatycznych została szerzej opisana w rozdziale 1-3. Sklasyfikowany w ten sposób materiał cyfrowy przedstawiono dla okresu 10 lat 1951-60 w tabelach, na wykresach i diagramach, dla każdej stacji osobno i celem analizy porównawczej dla obu stacji razem.

Analizę warunków biometeorologicznych przeprowadzono na podstawie temperatury efektywnej w skali M. Baranowskiej. Ukazano zmiany częstości poszczególnych odczuć termicznych w trzech porach dnia (7⁰⁰, 13⁰⁰, 21⁰⁰) na stacjach Mikołajki i Suwałki. Równocześnie wskazano na różnice w strukturze klimatu odczuwalnego tych miejscowości.

Ocenę bioklimatyczną przeprowadzono w oparciu o wskaźnik temperatury ekwiwalentnej, nie uwzględniając terminów obserwacyjnych i bez analizy przebiegu odczuć oddzielnie dla Mikołajek i Suwałk. Dokonano również porównania odczuwalności

cieplnej wg T_e z wynikami uzyskanymi według danych dla TE . Podobnie klimat odczuwalny scharakteryzowano wyznaczając entalpię powietrza w skali Brazola.

W dalszych dwóch rozdziałach II-2 i III-3 omówiono kształtowanie się stanów parności i kontrastowych zmian odczuć termicznych w poszczególnych terminach klimatologicznych dla Suwałk i Mikołajek.

Ze względu na pełny materiał obserwacyjny tylko z dwóch miejscowości nie można było przedstawić klimatu odczuwalnego całego tego terenu. Wyniki uzyskane ze stacji Suwałki i Mikołajki nie charakteryzują większego obszaru, ale mogą dać pewne wskazówki przy planowaniu rozwoju bazy turystycznej.

Ujemną stroną temperatury efektywnej jest ograniczenie jej odczuwalności tylko do dodatnich wartości oraz dość skomplikowana metoda interpolowania z diagramów lub obliczania z empirycznych wzorów. Mimo licznych wad wskaźnik ten znalazł z czasem dość duże zastosowanie w różnych zagadnieniach biometeorologii i klimatologii praktycznej. Wykazano bowiem ich ścisły związek nie tylko z odczuwalnością ciepłą człowieka, lecz również z wieloma czynnościami i reakcjami fizjologicznymi. Stwierdzono, że w wielu przypadkach temperatura efektywna jest lepszym biometeorologicznym wskaźnikiem niż mierzone instrumentalnie ochładzanie, które uwzględnia jedynie fizyczne reakcje martwego przyrządu.

Charakterystykę struktury klimatu odczuwalnego województwa suwalskiego dla siedmiu miesięcy cieplej pory roku dokonano w oparciu o wzór Missenarda, korzystając z tabel opracowanych przez IMGW.

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}] - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%), v – prędkość wiatru (m/s) zredukowana do wysokości 2 metrów (m/s).

Do wyznaczenia stref odczucia termicznego używa się w bioklimatologii najczęściej przedziałów opracowanych przez uczonych radzieckich (Marszak, Jakowienko) lub angielskich (Bedford).

W tej pracy zastosowano nowe polskie przedziały odczucia termicznego wg Baranowskiej (rys.1).

Temperatura efektywna nie może służyć jako syntetyczny i jedyny wskaźnik oceny makroklimatu z punktu widzenia jego wpływu na ustrój ludzki. Innymi wskaźnikami kompleksowymi stosowanymi przy ocenie warunków odczuwalnych są temperatura ekwiwalentna (T_e) i entalpia (i) odzwierciedlające łączny wpływ temperatury i wilgotności powietrza.

Temperatura ekwiwalentna jest to taka temperatura, jaką przyjąłoby powietrze, gdyby cała zawarta w nim para wodna uległa kondensacji, a ciepło wyzwolone w tym procesie podwyższyłoby temperaturę początkową powietrza. T_e jest zatem proporcjonalna do energii cieplnej zawartej w jednostce objętości powietrza.

Pojęcie temperatury ekwiwalentnej wprowadził do meteorologii 1898 roku W. Bezold. Określił on po raz pierwszy warunki termiczne powietrza nie tylko przy pomocy jego temperatury mierzonej suchym termometrem, lecz przy pomocy wielkości kompleksowej obejmującej również zawartość pary wodnej w powietrzu.

Istnieje kilka wzorów na wyliczenie temperatury ekwiwalentnej (T_e). Różnice między nimi dotyczą sposobu obliczenia ekwiwalentnego przyrostu temperatury (ΔT):

$$T_e = T + \Delta T$$

gdzie T – temperatura powietrza.

Wzór według Undta ma postać:

$$Te = r + \frac{nL}{C_p}$$

gdzie: m – stosunek zmieszania (stosunek masy pary wodnej do masy powietrza suchego zawartego w tej części objętości), L – ciepło parowania (kondensacji), C_p – ciepło właściwe suchego powietrza.

Na podstawie szczegółowych badań nad Te Robitzsch otrzymał wzór znacznie prostszy, lecz wystarczająco dokładny dla celów praktycznych

$$m = \frac{1570}{p} e$$

gdzie: T – temperatura powietrza, e – ciśnienie pary wodnej, p – ciśnienie powietrza. Przy ciśnieniu stałym lub zbliżonym do 760 mm Hg wzory powyższe można uprościć wg Prötta $T_e = T + 2e$ lub $T_e = T + 2,5m$, m – stosunek zmieszania.

Entalpię (i , ilość energii cieplnej) oblicza się z wzoru Mollierao modyfikacji F. Bradkiego i W. Liesego:

$$i = \frac{1000}{p - e} \left(\frac{p - e}{1000} T + \frac{e}{1000} T_e \right)$$

gdzie p – ciśnienie powietrza równe przeciętnemu ciśnieniu atmosferycznemu 755 mm Hg, e – ciśnienie pary wodnej.

Entalpia jest to drugi kompleksowy wskaźnik stosowany przy ocenie warunków odczuwalnych odzwierciedlający łączny wpływ temperatury i wilgotności powietrza.

Z tych dwóch (i , Te) jakościowo jednakowych wielkości, entalpia ma tę wyższość, że w tych samych jednostkach [kcal/kg] określa zarówno całkowitą zawartość ciepłą powietrza, jak i wielkość metabolizmu przemiany materii. Entalpia ulega znacznie mniejszym wahaniom dobowym niż jej komponenty: temperatura i wilgotność powietrza, dlatego też uważana jest za najlepszy wskaźnik dla sporządzania bilansów cieplnych.

Opracowania skali odczuwalności opartej na entalpii powietrza dokonali W. Leistnera, D. Brazol w 1954 roku. Jako wyjściowe dane służyły średnie miesięczne wartości temperatury (T °C) i ciśnienia pary wodnej.

Meteorologiczne pory roku w woj. suwalskim na przykładzie Suwałk i Mikołajek w latach 1951-1960 wg M. Stopy podano niżej:

	°C	Początek – liczba dni	
		Suwałki	Mikołajki
Przedwiośnie	$0 < T_{sr} < 5$	24 III – 21	20 III – 24
Wiosna	$5 \leq T_{sr} < 15$	14 IV – 55	13 IV – 55
Lato	$T_{sr} \geq 15$	8 VI – 78	7 VI – 82
Jesień	$5 \leq T_{sr} < 15$	25 VII – 61	28 VIII – 65
Przedzimie	$0 < T_{sr} < 5$	25 X – 34	1 XI – 38
Zima	$T_{sr} \leq 0$	28 XI – 116	9 XII – 101

Wilgotność powietrza, określana za pomocą wskaźnika prężności pary wodnej, wskazuje przebieg roczny zbliżony do przebiegu temperatury.

Charakterystyka bodźców klimatycznych w województwie suwalskim. Warunki odczucia termicznego według wskaźników bioklimatycznych

Temperatura efektywna

Spośród przyjętych w niniejszej pracy wskaźników biometeorologicznych temperaturę efektywną uznaje się jako najbardziej przydatną do oceny odczucia termicznego. Ujmuje ona najszerszy zespół czynników meteorologicznych biorących udział w kształtowaniu gospodarki cieplnej organizmu ludzkiego. Temperatura efektywna jako funkcja trzech elementów: temperatury, wilgotności i prędkości wiatru, jest wielkością uzależnioną od warunków pogodowych kształtujących się nad danym terenem.

W rozdziale dokonano szczegółowego omówienia bioklimatu województwa suwalskiego w każdym terminie klimatologicznym, z uwzględnieniem warunków odczuwalnych na stacjach Suwaki i Mikołajki.

I termin klimatologiczny. Udziałem komfortu miejscowość Mikołajki przeważa w ciągu całej cieplej pory roku nad drugą badaną stacją. Największa różnica – 9% występuje we wrześniu i październiku, najmniejsza natomiast w czerwcu – 1%. W obu miejscowościach stopniowy wzrost częstości optymalnych warunków dla organizmu człowieka trwa do lipca. Lipiec wg *TE* jest w I terminie klimatologicznym najbardziej komfortowym okresem.

II termin klimatologiczny. Warunki komfortu – najkorzystniejsze dla organizmu ludzkiego liczniej reprezentowane są, w latach 1951-1960 na stacji Mikołajki – 28,6%, niż w Suwałkach – 24,4%. Udział komfortu w Mikołajkach wzrasta ku końcowi cieplej pory roku osiągając w sierpniu maksymalnie – 34% a w październiku – 32%. Znacznie mniejsze o około 10% wartości w tym okresie wykazuje stacja Suwałki. Rekompensuje ona te straty w początkowych miesiącach badanego okresu z maksimum odczucia komfortu w maju – 29,7%. Tak więc warunki optymalne częściej są odczuwalne w początkowym okresie cieplej pory roku na stacji Suwałki, natomiast na stacji Mikołajki w ostatnich miesiącach.

W wieloleciu 1951-1960 o godzinie 13.00 na odczucia gorąca, ciepła, chłodu i zimna, które ograniczają pełną sprawność organizmu człowieka przypada w Suwałkach – 75%, w Mikołajkach – 71%.

Spośród warunków dyskomfortu w Mikołajkach najliczniej reprezentowane jest odczucie gorąca i ciepła po 20% z maksimum obu odczuć w lipcu. W Suwałkach na warunki grożące przegrzaniem organizmu przypada łącznie 35%, przy mniejszym udziale ciepła. Odczucie to w miesiącach letnich w Suwałkach układa się odmiennie niż w Mikołajkach. Przebieg ciepła wykazuje dwa maksima w czerwcu i w lipcu.

Maksimum warunków gorąca i ciepła na stacji Mikołajki w lipcu spowodowało spadek do minimum w tym miesiącu odczucia chłodu i zimna. Odczucia te na stacji Suwałki również wykazują minimum w lipcu, ale przy wyższych niż w Mikołajkach wartościach. Łącznie odczucia chłodu i zimna w Suwałkach dają 45%. W Suwałkach odczucie chłodu utrzymuje się na jednakowym poziomie 16% w miesiącach od maja do sierpnia. Tak wysokie częstości tego odczucia spowodowane są małym udziałem w tym okresie odczucia ciepła, szczególnie w lipcu. Koniec cieplej pory roku charakteryzuje się procentowym zwiększeniem warunków chłodu w październiku do 46% w Suwałkach i 34% w Mikołajkach, które to wartości są, maksymalnymi w badanym okresie. Tak więc początek cieplej pory roku jest znacznie łagodniejszy – różnica w stosunku do kwietnia wynosi w Mikołajkach – 11%, w Suwałkach – 20%.

Analiza warunków dyskomfortu i komfortu na podstawie diagramów umożliwiła ocenę procentowego udziału jednego odczucia kosztem drugiego, co z kolei znajduje odzwierciedlenie w częstości występowania danych warunków termicznych.

W chłodnym okresie ciepłej pory roku w terminie południowym na stacjach Suwałki i Mikołajki dominują warunki odczuwane jako chłodno i zimno. W początkowym okresie udział ich jest mniejszy niż w końcowym. Przy czym, Suwałki mają większy procentowy udział tych odczuć zarówno w kwietniu, jak i w październiku, w porównaniu z Mikołajkami. Wzrost do 46% częstości chłodu w październiku w Suwałkach odbywa się kosztem udziału komfortu. Korzystniejsze warunki istnieją na tej stacji w pierwszych miesiącach badanego okresu. W Mikołajkach w każdym miesiącu ciepłej pory roku poziom komfortu utrzymuje się powyżej 20%, osiągając w sierpniu i październiku wartości powyżej 30%. Nagły wzrost komfortu w październiku spowodowany jest zmniejszeniem częstości odczucia chłodu.

Warunki termiczne odczuwane jako ciepło i gorąco przeważają głównie w miesiącach letnich z maksimum na obu stacjach w lipcu. W kierunku miesięcy chłodniejszych udział tych odczuć zmniejsza się, z wyraźnie mniejszym ich udziałem w okresie końcowym ciepłej pory roku.

Częstość wrażeń termicznych według temperatury efektywnej w II terminie w dziesięcioleciu 1951-1960 przedstawia się następująco:

		gorąco	ciepło	komfort	chłodno	zimno
Suwałki	%	18,6	16,5	24,4	24,9	15,6
Mikołajki	%	20,3	20,7	28,6	20,0	10,4

W Mikołajkach o godzinie 13⁰⁰ – komfort, w Suwałkach – chłód są najliczniej reprezentowane spośród pięciu odczuć przyjętych do oceny warunków bioklimatycznych.

Sąsiedztwo lasu i ochładzający wpływ zbiornika wodnego w południe powodują złagodzenie odczucia gorąca na korzyść komfortu. Widoczne jest to w przebiegu odczuć w II terminie klimatologicznym na stacji Mikołajki – warunki dyskomfortowe w zakresie gorąca, ciepła i chłodu dla całego 10-lecia wynoszą po 20%, natomiast stan optymalny – 28,6%.

Stacja Suwałki położona w pewnym oddaleniu od zbiornika wodnego nie posiada w pobliżu naturalnej zapory od wiatru, jak jest las. W południe, gdy prędkości wiatru są najwyższe spośród dziennych obserwacji udział chłodu przeważa nad pozostałymi odczuciami. Mikołajki w II terminie klimatologicznym są stacją „cieplejszą” i bardziej „komfortową” niż Suwałki.

Temperatura ekwiwalentna

Temperatura ekwiwalentna jest wskaźnikiem bioklimatycznym opierającym się na danych temperatury i wilgotności powietrza. Częstość występowania poszczególnych odczuć termicznych są nieco inne niż w przypadku temperatury efektywnej. Różnica ta spowodowana jest uwzględnieniem prędkości wiatru we wzorze temperatury efektywnej.

Klimat odczuwalny województwa suwalskiego w ciepłej porze roku (IV-X), badany na podstawie oddziaływania temperatury powietrza i jego wilgotności, scharakteryzowano w trzech terminach obserwacyjnych. Jednocześnie porównano częstość występowania wrażeń termicznych wg T_e z odczuciami wg wskaźnika TE będącego funkcją trzech elementów – temperatury, wilgotności i ruchu powietrza.

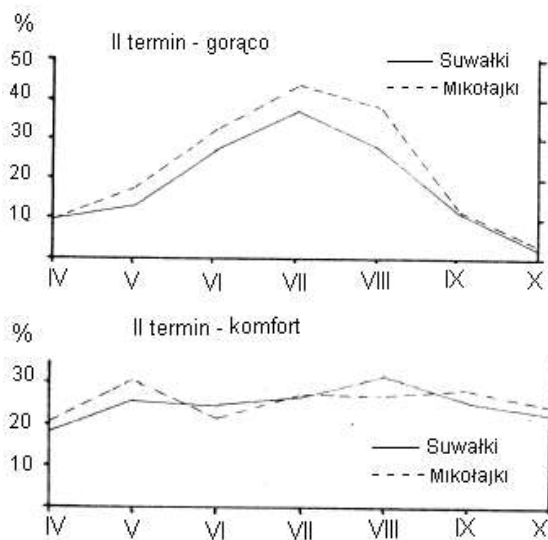
Stany termiczne odczuwane jako gorąco i ciepło występują w Suwałkach i Mikołajkach przez cały badany okres, jednakże w skrajnych miesiącach udział ich jest znikomy i rośnie w kierunku lata osiągając najwyższe wartości w czerwcu, lipcu i sierpniu.

Odmienne przebieg niż przedstawione wyżej stany termiczne ma wykres chłodu i zimna. Odczucia te przeważają nad warunkami grożącymi przegrzaniem w kwietniu i w maju oraz od września do końca cieplej pory roku. Minimum natomiast notowane jest w miesiącach letnich. Stosunkowo wysoki udział chłodu w lecie przyczynia się do zmniejszenia wówczas odczucia ciepła.

Kształtowanie się częstości komfortu wykazuje uzależnienie częstości występowania innych stanów termicznych. Na początku i na końcu analizowanego okresu wobec bardzo licznych przypadków zimna i chłodu – komfort ogranicza się do kilkunastu procent. W ciągu trzech miesięcy letnich, gdy zmniejsza się udział zimna częstość optymalnych warunków wzrasta. Sezon dominacji najkorzystniejszych dla organizmu ludzkiego warunków trwa przez lipiec i sierpień.

Obraz klimatu odczuwalnego przedstawiony częstością występowania wrażeń termicznych według temperatury ekwiwalentnej nie odbiega zasadniczo od przebiegu analogicznych odczuć według temperatury efektywnej. Różnica polega na większym procentowym udziale warunków grożących przegrzaniem według temperatury ekwiwalentnej i należy ją upatrywać we wpływie ruchu powietrza, którego wielkość jest włączona do wskaźnika TE . Wiatr w porze lata (VI, VII, VIII) szczególnie oddziałuje na subiektywne wrażenia termiczne. Przy temperaturach powietrza do 36°C daje on uczucie ochłodzenia. Różnice w częstości występowania poszczególnych stanów termicznych uzyskanych używanymi w pracy wskaźnikami nie są duże. Poniżej przedstawiono procentowy udział odczuć wg TE , Te , obliczony łącznie dla Suwałk i Mikołajek z trzech terminów wielolecia 1951-1960 w cieplej porze roku.

Przykładowo podano częstość występowania odczucia „gorąco” i „komfort” w Suwałkach i Mikołajkach w II terminie pomiarów (rys. 1)



Rys.1. Częstość warunków odczuwalnych w Suwałkach i Mikołajkach w miesiącach IV-X wg temperatury ekwiwalentnej (Te) w skali M. Baranowskiej

Poniżej przedstawiono procentowy udział (%) odczuć wg TE , Te , obliczony łącznie dla Suwałk i Mikołajek z trzech terminów wielolecia 1951-1960 w cieplej porze roku.

	TE	Te
gorąco	10,2	12,8
ciepło	14,7	14,5
komfort	25,5	24,3
chłodno	26,8	25,2
zimno	22,8	23,2

Entalpia powietrza

Entalpia powietrza jako wskaźnik bioklimatyczny opiera się również na temperaturze i wilgotności powietrza. Dokonano oceny klimatu odczuwalnego województwa suwalskiego tym wskaźnikiem oraz porównanie wyników uzyskanych według temperatury efektywnej. Skala odczuwalności cieplej dla entalpii opracowana przez Brazola jest ośmiostopniowa. Konieczne jest zredukowanie odczuć termicznych dla entalpii powietrza tak, aby odpowiadały one skali M. Baranowskiej.



Według entalpii (skala Brazola) warunki odczuwalne przedstawione w świetle danych za lata 1951-1960 dla siedmiu miesięcy (IV-X) na stacjach Suwałki i Mikołajki wahają się od mroźnych do gorących obejmując zarówno strefy klimatów hipotermicznych, jak optymalnych.

W klimacie odczuwalnym województwa suwalskiego czerwiec, lipiec i sierpień wyróżniają się spośród pozostałych miesięcy cieplej pory roku największym procentowym udziałem komfortu, przyjemnego ciepła i gorąca. Powoduje to zredukowanie do zera odczuć mroźnie, zimno, umiarkowanie zimno. Odmienna sytuacja istnieje w kwietniu, maju oraz we wrześniu i październiku, gdy dominującymi są odczucia hipotermiczne. Spośród tych niekorzystnych dla żywego organizmu stanów termicznych najliczniej reprezentowane w latach 1951-1960 jest w obu miejscowościach umiarkowane zimno. Odczucie to, podobnie jak chłód występuje przez całą ciepłą porę roku, natomiast zimno i mroźnie ograniczają się do miesięcy skrajnych. Optimum klimatyczne zawarte wg Brazola w wartościach 7,5-11 kcal/kg najliczniej pojawiało się w czerwcu, lipcu i sierpniu.

Analizowaną ciepłą porę roku rozpoczyna i kończy większy procent udział poszczególnych odczuć według temperatury efektywnej. Dotyczy to zarówno stanów termicznych dyskomfortu, jak i komfortu np.: gorąco i przyjemnie ciepło pojawiają się w I i III termicznie w maju, podczas gdy gorąco i ciepło według temperatury efektywnej już w kwietniu osiągają wartości kilku procent. Przebieg odczuć w skali Baranowskiej jest

bardziej wyrównywały, w entalpii powietrza wyraźniej zaakceptowane są wartości maksymalne i minimalne. Różnice te możemy tłumaczyć podobnymi przyczynami jak w przypadku temperatury ekwiwalentnej. Oba wskaźniki T_e i entalpia (i) są funkcją temperatury i wilgotności, więc wpływ na odmienne niż wg TE kształtowanie się warunków odczuwalnych należy tłumaczyć wpływem wiatru.

Bodźców klimat

Oceny bioklimatycznej województwa suwalskiego dokonano przy pomocy pięciostopniowej skali odczucia gorąco, ciepło, komfort, chłodno, zimno. Te subiektywne wrażenia termiczne układają się w zależności od zmienności typów pogody. Następowanie po sobie dni z tym samym odczuciem lub umiarkowana zmienność warunków odczuwalnych – nie więcej niż o jeden stopień np. gorąco-ciepło, chłodno-zimno, itd. nieznacznie wpływa na organizm człowieka. Warunki meteorologiczne stają się bodźcowe jeżeli w kolejnych dniach nastąpi odczucie wrażenia termicznego różniącego się o więcej niż jeden stopień odczucia w porównaniu z dniem poprzednim. Możliwe są następujące kombinacje: gorąco-komfort, gorąco-chłód, gorąco-zimno, ciepło-chłód, ciepło-zimno, komfort-zimno i odwrotnie – razem 12 kombinacji.

Układające się w ten sposób odczucia termiczne niekorzystnie odbijają się na układzie termoregulacyjnym człowieka. Każda zmiana klimatu stanowi dla ustroju zawsze pewien bodziec i prowadzi do zachwiania równowagi cieplnej organizmu.

Bodźce termiczne uwarunkowane licznym wpływem temperatury, wilgotności powietrza, prędkości wiatru i promieniowania, oddziałują na receptory zmysłowe człowieka przez skórę. Ciągłe zmiany subiektywnych wrażeń cieplnych wymagają od organizmu dodatkowej pracy, co powoduje równocześnie zmniejszenie jego odporności, a w konsekwencji może prowadzić do zmian chorobowych.

W celu pełniejszej oceny warunków bioklimatycznych województwa suwalskiego przeanalizowano bodźców klimat stacji Suwałki i Mikołajki. Jako kryteria tej oceny wykorzystano analizę częstości występowania kontrastowych zmian odczuć termicznych dla temperatury ekwiwalentnej.

II termin klimatologiczny. Zmiany kontrastowych warunków odczuwalnych w II terminie obserwacyjnym w ciągu całego dziesięciolecia częściej były notowane w Mikołajkach – 13,2%. Wyraźnie duży procent dni bodźcowych na obu stacjach widoczny jest w pierwszej połowie badanej pory cieplej (IV, V, VI) i w lipcu w Suwałkach. Obie stacje osiągają w tym okresie maksimum częstości kontrastowych zmian odczuć termicznych – Suwałki w lipcu, Mikołajki w maju. Pozostałe miesiące (VIII, IX, X i VII) w Mikołajkach tworzą sezon o znacznie mniejszej liczbie dni z gwałtownymi zmianami odczuć. Charakterystyczny jest lipiec, w którym to miesiącu Suwałki osiągają maksimum, a Mikołajki minimum warunków bodźcowych. Dane z II terminu obserwacyjnego wskazują, że dla badanych stacji najkorzystniejszym okresem jest więc druga połowa cieplej pory roku. Największą liczbę przypadków zmian kontrastowych zanotowano w 1953 r. w Suwałkach – 40, w 1956 r. w Mikołajkach – 37.

Warunki odczucia parności

Scharakteryzowano także uciążliwe stany powietrza, ważne z punktu widzenia wymiany ciepła i pary wodnej z organizmu do otoczenia.

Dla scharakteryzowania miesięcy cieplej pory roku (IV – X), obliczono częstość dni gorących, czyli dni z maksymalną temperaturą, temperatur powietrza $t_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$, dni upalnych $t_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ oraz częstość dni parnych, czyli wg Scharlau'a – dni o ciśnieniu

pary wodnej $e \geq 18,8$ hPa lub $e \geq 14,1$ mm Hg. Poza tym obliczono częstość dni gorących – parnych, upalnych – parnych tj. dni odpowiadających równocześnie w/w kryteriom. M. Baranowska podaje następującą zasadę stopniowania uciążliwości stanów powietrza:

- dni parne z temperaturą $< 25^{\circ}\text{C}$ – lekko uciążliwe,
- dni parne z temperaturą $\geq 25^{\circ}\text{C}$ – uciążliwe,
- dni parne z temperaturą $\geq 30^{\circ}\text{C}$ – bardzo uciążliwe.

Wyniki przedstawiono w postaci tabelarycznej dla trzech terminów klimatologicznych na stacjach Mikołajki i Suwałki.

I termin klimatologiczny. Dni parne występowały w Mikołajkach i Suwałkach w wieloleciu 1951-60 w I terminie obserwacyjnym między majem a wrześniem. W maju dzień parny zanotowano na obu stacjach tylko raz – w 1958 r. W czerwcu parność występuje już częściej. Wyższą średnią miesięczną dla tego miesiąca spotyka się w Mikołajkach – 5,6%. Maksyma roczne na analizowanych stacjach przypadają na lipiec Suwałki – 12,6%, Mikołajki – 15,4%. Sierpień jest również miesiącem o wysokiej parności szczególnie w Mikołajkach – 8,6%. Częstość dni parnych jest w tym okresie w Suwałkach dwa razy niższa. We wrześniu w I terminie klimatologicznym występują tylko pojedyncze dni z prężnością pary wodnej $\geq 14,1$ mm Hg. W całym badanym sezonie (IV-X) najwięcej przypadków parności na obu stacjach zaobserwowano w 1959 r. W terminie porannym stacją bardziej parną są Mikołajki – 4,4% ogólnej liczby dni parnych.

W Mikołajkach podczas porannych pomiarów w latach 1951-60 nigdy nie zanotowano temperatury $\geq 25^{\circ}\text{C}$ i $\geq 30^{\circ}\text{C}$, Suwałki miały tylko po jednym przypadku dni gorących w czerwcu i lipcu, nie były to jednak dni parności.

II termin klimatologiczny. Okresy parności w II terminie klimatologicznym panowały w Mikołajkach przez sześć miesięcy od maja do października, w Suwałkach natomiast tylko między czerwcem a wrześniem. Dni parne, które pojawiły się w maju w Mikołajkach dały 2,1% ogólnej liczby dni. Lipiec jest na obu stacjach miesiącem o najwyższym procentowym udziale parności w Mikołajkach – 21,9%, w Suwałkach – 13,2%. Najmniejszą częstość dni parnych mają Suwałki we wrześniu – 1%. Mikołajki natomiast w październiku (1 dzień) i we wrześniu – 1,9% (5 dni). W sierpniu procent występowania dni z prężnością pary wodnej 14,1 mm Hg w Mikołajkach jest dwa razy wyższy niż w Suwałkach (6,8%). Na stacji Mikołajki w całym sezonie (IV-X) w II terminie jest najwyższa częstość odczucia warunków parności.

Dni o maksymalnej temperaturze powietrza $t \geq 25^{\circ}\text{C}$ pojawiły się na obu stacjach w maju i zanikły we wrześniu. W opracowywanym 10-leciu wyższy ich procentowy udział mają Suwałki – 8,3%. Najbardziej „gorącym” miesiącem na tej stacji jest sierpień – 19,7%. W Mikołajkach dni gorące stanowią w analizowanych latach 6,3%. Maksimum częstości notowań temperatury $\geq 25^{\circ}\text{C}$ przypada tu na lipiec. Pierwszy i ostatni miesiąc występowania dni gorących na obu stacjach charakteryzuje się najmniejszym ich udziałem. W terminie południowym termometr suchy wskazywał również temperaturę $\geq 30^{\circ}\text{C}$. W Mikołajkach zjawisko to miało miejsce w ciągu trzech miesięcy – czerwiec, lipiec, sierpień z maksimum 1,1% w lipcu. W Suwałkach występowanie dni upalnych ogranicza się tylko do lipca i sierpnia, jednak procentowy ich udział w całym 10-leciu jest o 0,2% wyższy niż w Mikołajkach (0,3%).

W II terminie klimatologicznym zanotowano kilkanaście przypadków występowania łącznie warunków parności i $t_{\text{max}} \geq 25^{\circ}$. Liczba dni gorących - parnych jest większa dla Mikołajek – 24 w całym 10-leciu. Pierwszym miesiącem, w którym się one pojawiły był maj, ostatnim wrzesień. Na stacji tej przynajmniej raz w roku panowały warunki

uciaźliwe. Najczęściej występowały one w lipcu. W tym też miesiącu notuje się ich maksymalną liczbę – 4 (1959 r.), drugie takie maksimum było w sierpniu w 1954 r. W pozostałych miesiącach dni gorące - parne ograniczają się do pojedynczych przypadków.

W Suwałkach stany uciążliwe dla człowieka wystąpiły 18 razy i pojawiły się w czerwcu, lipcu, sierpniu, wrześniu. Najwięcej zanotowano ich w lipcu – podobnie jak w Mikołajkach. W ciągu roku w miesiącu tym warunki uciążliwe powtarzały się maksymalnie dwa razy. W Suwałkach w niektórych latach dni parne - gorące w ogóle nie występowały. Na stacji Mikołajki połączenie warunków parnych z temperaturą 30°C w latach 1951-60 nastąpiły 2 razy, w Suwałkach tylko raz i w obu miejscowościach w 1959 r.

■ **termin klimatologiczny.** III terminie klimatycznym najwcześniejszym miesiącem pojawienia się warunków parności był na obu stacjach maj. Był to jednocześnie miesiąc o minimalnej częstości tego odczucia – 1 dzień w Mikołajkach, 2 dni – w Suwałkach. Podobnie nieliczne przypadki parności notowano we wrześniu. Najwięcej dni parnych w analizowanym 10-leciu o godz.21

Cechy osobliwe bioklimatu województwa suwalskiego

Na końcu podsumowano badania nad klimatem odczuwalnym Suwalszczyzny opracowane na podstawie: wskaźników biometeorologicznych – temperatury efektywnej, temperatury ekwiwalentnej, entalpii powietrza oraz parności i bodźcowości. Przeprowadzona analiza umożliwiła wybór optymalnego sezonu dla organizmu wrażliwego na bodźce meteorologiczne.

Bioklimat województwa suwalskiego opracowano w oparciu o dane z lat 1951 -60. Układ pogody w tym dziesięcioleciu pozwolił na podanie pewnych cech klimatu tego regionu, na wskazanie bodźców środowiska atmosferycznego działających na ustrój człowieka, których nasilenie zmienia się ze zmianami pogodowymi. Zmienność procesów, zjawisk i wahań czynników kształtujących pogodę są, w poważnym stopniu uzależnione od warunków geograficznych oraz pory dnia i roku. W skali wieloletniej dla każdego obszaru typowy jest określony rytm pogody. Organizm człowieka odbiera równocześnie działanie wszystkich elementów meteorologicznych, które powodują różne reakcje w jego ustroju.

Na podstawie pomiarów z trzech terminów obserwacyjnych o godzinie 7⁰⁰, 13⁰⁰ i 21⁰⁰ możemy prześledzić częstość występowania stanów termicznych, które M. Baranowska określa: zimno, chłodno, komfort, ciepło, gorąco.

Krzywe częstości poszczególnych odczuć termicznych wykreślone na podstawie danych dla terminów porannych i wieczornych wykazują duże podobieństwo. Dominującymi o godzinie 7⁰⁰ i 21⁰⁰ odczuciami są zimno i chłód. Ich natężenie zmienia się w poszczególnych miesiącach. Najliczniej warunki przechłodzenia reprezentowane są w kwietniu i październiku. W czerwcu, lipcu i sierpniu mimo spadku udziału zimna, chłód utrzymuje się nadal na wysokim poziomie ok. 30%. Warunki takie powodują zachwianie równowagi cieplnej ustroju. Duży procent dyskomfortu w zakresie zimna i chłodu w porze porannej i wieczornej spowodowany jest niskimi wielkościami mierzonych wówczas elementów meteorologicznych. Nocne wypromieniowanie długofalowe Ziemi, przy jednoczesnym braku dopływu promieniowania słonecznego sprzyja wychłodzeniu powierzchni gruntu, powodując równocześnie wystąpienie minimum temperatury powietrza. W godzinach wieczornych utrata promieniowania przeważa nad jego dopływem i temperatura spada. Wilgotność powietrza limitowana przez temperatu-

rę wykazuje podobny przebieg. Obie te wielkości wpływają na częstszy, w I i III terminie klimatologicznym, odbiór wrażeń termicznych grożących przechłodzeniem. Wobec takiego układu warunków atmosferycznych udział gorąca i ciepła jest ograniczony. Nieliczne przypadki tych odczuć występują w pierwszym i ostatnim miesiącu ciepłej pory roku. W okresie lata (VI, VIII, VIII) następuje wzrost ich częstości.

Komfort jest trzecią wielkością po chłodzie i zimnie najliczniej reprezentowaną w województwie suwalskim w I i III terminie. Warunki, w których utrzymuje się odpowiedni bilans cieplny ustroju najkorzystniej układają się w lipcu.

Ogólnoustrojowe działanie czynników środowiskowych układu się nieco inaczej w południe o godzinie 13⁰⁰. W porównaniu z pozostałymi terminami klimatologicznymi, ta pora dnia jest „cieplejsza” i bardziej „komfortowa”. Rozpogodzenia w ciągu dnia umożliwiają dopływ do powierzchni gruntu promieniowania słonecznego bezpośredniego i rozproszonego. W godzinach południowych dopływ promieniowania zaczyna przeważać nad jego utratą. Równoczesny wzrost temperatury i wilgotności powietrza sprzyja dobremu samopoczuciu i prawidłowej sprawności psychofizycznej. Komfort termiczny według danych z II terminu klimatologicznego utrzymuje się przez siedem badanych miesięcy na równym poziomie ok. 30%.

Istnieje podobieństwo częstości występowania poszczególnych odczuć termicznych pomiędzy terminem porannym i wieczornym, z nieznaczną przewagą, warunków przegrzania o godzinie 21⁰⁰. Zasadnicza różnica ujawnia się przy analizie kontrastowych zmian warunków odczuwalnych. Ustabilizowane warunki odczuwalne panują w I terminie klimatologicznym. W godzinach południowych i wieczornych wzmaga się działanie bodźców środowiskowych, powodując zachwianie równowagi cieplnej ustroju. Parność – stan uciążliwy dla człowieka najliczniej występuje o godzinie 13.00. Duża wilgotność powietrza połączona nawet z niewielkim wzrostem temperatury w tej porze dnia, może wywołać głębokie zmiany czynnościowe w organizmie.

Najczęściej występującym na terenie województwa suwalskiego, w ciepłej porze roku, odczuciem termicznym jest komfort. Optymalne warunki klimatyczne przeważają w drugiej połowie analizowanego sezonu. Mimo wysokiego w lipcu udziału gorąca,

w sierpniu ciepła w miesiącach tych komfort uzyskuje maksymalne wartości. Wzrost częstości warunków optymalnych oraz grożących przegrzaniem w okresie lata (VI, VII, VIII) związany jest z długością dnia. Trwa on na 54° szerokości geograficznej północnej od 17 godzin 04 minut dnia 23 VI do 12 godzin 08 minut dnia 23 IX. Powoduje to uprzywilejowanie lata pod względem dopływu promieniowania i równocześnie wyższej temperatury i wilgotności powietrza, a upośledzenie pozostałych miesięcy. W kwietniu i we wrześniu występują, szczególnie wysokie wartości dyskomfortu w zakresie zimna. Niekorzystnym w klimacie odczuwalnym województwa jest duża, jak na miesiące letnie (VI, VII, VIII), częstość odczucia przechłodzenia. Organizm żywy jest zmuszony wówczas do nadrabiania strat w gospodarce cieplnej ustroju powstałych w wyniku obniżonej temperatury powietrza.

Ochłodzenia w okresie lata na ogół są związane z szybkim przemieszczaniem się cyklonów z sektora północnego. Zaznaczają, się one szczególnie poprzęściu frontu chłodnego, kiedy to często następuje napływ mas powietrza z północy. Nagłe pojawienie się obniżonej temperatury powoduje napięcie i obciążenie mechanizmów termoregulacji.

Klimat województwa suwalskiego cechuje na ogół stałość następujących po sobie wrażeń termicznych. Najbardziej bodźcowymi są maj i czerwiec. W czerwcu częstość kontrastowych zmian warunków odczuwalnych jest najwyższa, nie tylko pod względem

następowania po sobie dni różniących się dwoma stopniami odczucia termicznego, ale trzema i czterema np.: gorąco – zimno.

Bodźcowość klimatu związana jest z przemieszczaniem się nad danym obszarem kontrastowych mas powietrza tzn. różniących się cieniem atmosferycznym, temperatur i wilgotnością powietrza.

Województwo suwalskie znajduje się pod wpływem różnych mas powietrza, których udział zależy od pory roku. Dane z lat 1956-1965 dla Suwałk wskazują na przewagę adwekcji mas powietrza polarno -morskiego (Pm), następnie polarnokontynentalnego (Pk), arktycznego (A) i niewielki procent zwrotnikowego (Z).

W ciągu pierwszych trzech miesięcy (IV, V, VI) analizowanej ciepłej pory roku nie ujawnia się dominujący wpływ jednej masy powietrza np.: w kwietniu w latach 1956-1965 powietrze Pm stanowiło 38%, Pk– 33%, A – 22%, Z – 6%. Podobna sytuacja kształtuje się w dwóch następnych miesiącach, przy jednak zwiększonym udziale powietrza polarno-morskiego kosztem arktycznego i zwrotnikowego. Różnorodność przesuających się mas powietrza powoduje częste kontrasty termiczne i wilgotnościowe. Na pierwszą połowę badanej pory roku najliczniej przypadają dni o odmiennych odczuciach termicznych. Jesienią (IX, X) Polska wchodzi w sferę wpływów kontynentalnego wschodu, w sferę ciepłych wiatrów południowo-wschodnich, dlatego we wrześniu notowana jest tendencja do pogody bezdeszczowej i cieplej.

Na terenie województwa suwalskiego w lipcu przeważa adwekcja mas powietrza polarno-morskiego i tendencja ta utrzymuje się przez trzy następne miesiące. Wobec ograniczonej liczby dni z powietrzem arktycznym i zwrotnikowym przemieszczające się masy powietrza w drugiej połowie ciepłej pory roku nie powodują dużych kontrastów termicznych. Konsekwencją takiego układu są ustabilizowane warunki w województwie suwalskim od sierpnia do października.

Wysoki procent dni bodźcowych na wiosnę i zakłócenia równowagi termicznej na jesieni najczęściej związane są, z powietrzem zwrotnikowym. Czas przebywania tego typu masy powietrznej nad województwem suwalskim jest zawsze bardzo krótki, z reguły nie przekracza doby, ale adwekcje te wywołują przeważnie wyraźne skoki temperatury.

Województwo suwalskie pozostaje pod wpływem ośrodków obniżonego lub podwyższonego ciśnienia i przemieszczających się wraz z nimi frontów atmosferycznych. W okresach pogody niżowej warunki biometeorologiczne kształtują się niekorzystnie. Wahania ciśnienia, całkowite zachmurzenie i opady, oraz porywistość wiatru, szczególnie w strefach frontowych, mogą przyczyniać się do wyzwalania objawów drażliwości, zakłócenia snu, wzrostu wrażliwości na bóle i osłabienia zdolności koncentracji.

Korzystniejsze dla naszego samopoczucia sytuacja biometeorologiczna związana jest z klinem wyżowym. Mniejsza wilgotność powietrza, przejaśnienia i rozpogodzenia, a więc dłuższe okresy słonecznej pogody w zasięgu wyżu, wpływają tonizująco na układ nerwowy, przyczyniają się do ożywienia reakcji psychicznych, poprawy nastroju i samopoczucia.

Znaczna liczba zbiorników wodnych zapewnia tej okolicy dużą wilgotność powietrza. W pierwszych miesiącach ciepłej pory roku powietrze jest suchsze, gdy pozostały z zimy zapas pary jest niewielki i obszary wodne nagrzewają się powoli. Dominujące u nas masy powietrza polarno-morskiego z opóźnieniem uzupełniają swoje zasoby wilgoci, co sprawia, że prężność pary w powietrzu w tej porze roku pozostaje niska. Konsekwencją tych procesów jest minimalne prawdopodobieństwo wystąpienia warunków parności. Intensywny wzrost prężności rozpoczyna się w maju i trwa do lipca, kiedy wartości osiągają 15-16 mm Hg, po czym następuje systematyczny spadek. Wy-

soka w porze lata temperatura podwyższa wartości prężności pary wodnej. Dołącza się do tego wzmożony proces parowania z nagranych powierzchni wodnych. Nałożenie się warunków parności i temperatury maksymalnej $\geq 25^{\circ}\text{C}$ powoduje wystąpienie uciążliwych stanów parnych – najczęściej w lipcu i sierpniu. Są to miesiące niekorzystne szczególnie dla osób chorych na serce i cierpiących na chorobę nadciśnieniową. Województwo suwalskie charakteryzuje udział parności w zakresie wartości granicznej, natomiast uciążliwość stanów parnych jest stosunkowo niewielka.

Wyniki pracy wskazują na istnienie wyraźnych różnic lokalnych w obrębie klimatu odczuwalnego analizowanych miejscowości. Charakter okolicy ma poważne znaczenie dla jej klimatu – składa się na to min. rzeźba terenu, stan zalesienia, ilość wód i wzniesienie n.p.m.

Stacja Mikołajki położona jest w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich wśród licznych zbiorników wodnych i kompleksów leśnych. Wyniki uzyskane z tej stacji są, więc reprezentatywne dla obszarów o podobnych warunkach geograficznych.

W wyniku analizy materiałów tabelarycznych i graficznych dla okresu wielolecia 1951-60 stwierdzić można, że klimat odczuwalny Mikołajek, jest w porównaniu z klimatem odczuwalnym Suwałk, w sensie stopni odczucia termicznego bardziej komfortowym, bodźcowym i parnym.

W poniższej tabeli przedstawiono procentowy udział poszczególnych odczuć termicznych, ich zmian kontrastowych (wg *TE*) oraz warunków parności dla Mikołajek i Suwałk w badanym dziesięcioleciu.

	Mikołajki	Suwałki
gorąco	11,4	9,1
ciepło	16,4	13,4
komfort	27,8	23,7
chłodno	25,6	27,7
zimno	18,7	26,1
parność	5,5	3,4
bodźcowość	11,1	9,7

Klimat woj. suwalskiego jest zaliczany według wcześniejszych opracowań do klimatu nizinno-leśnego. Cechuje go zmniejszenie wahań temperatury i wilgotności powietrza w przebiegu dobowym i rocznym, osłabienie prędkości wiatru i ograniczenie przenikania promieniowania słonecznego przez zieleni, co w sumie stanowi o mniejszym nasileniu bodźców termicznych i fotochemicznych. Duże zespoły zieleni wpływają na złagodzenie bodźców klimatycznych. Na terenie woj. suwalskiego istnieją szczególnie korzystne warunki do wszystkich niemal zabiegów klimatoterapeutycznych – kąpiele powietrznych, słonecznych i wodnych. Zaplecze leśne jezior jest nie tylko cennym walorem krajobrazowym, lecz również bioklimatycznym.

W opracowaniu omówiono zróżnicowania warunków klimatycznych Suwalszczyzny w ciepłej porze roku z punktu widzenia ich biologicznego oddziaływania. Wnioski co do wskazań i przeciwwskazań w zakresie miejsca i czasu pobytów leczniczych i wypoczynkowych należą do lekarzy. Zagospodarowanie turystyczne tego regionu geograficznego, budowa ośrodków leczniczo-wypoczynkowych, powinno być planowe, zorganizowane i racjonalne, tak aby nie doprowadzić do dewastacji tego cennego zakątka kraju.

7.3. Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990

Autor: Maciej OKRASA

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel pracy i główne założenia pracy

Mazury są, podobnie jak morze Bałtyckie i góry, najpopularniejszym rejonem turystycznym w Polsce. Wspaniałe krajobrazy, niepowtarzalne połączenie „tysiąca” jezior i pięknych lasów sprawiają, iż coraz więcej ludzi chce wypoczywać w tych pięknych stronach. Celem pracy jest zbadanie wpływu warunków bioklimatycznych na stacji Mikołajki, na organizm ludzki.

Skoncentrowano się na ocenie odczuć termicznych posługując się kompleksowym wskaźnikiem jakim jest temperatura efektywna (TE). Analiza korzystnych i niekorzystnych stanów odczucia termicznego pozwala określić, kiedy warunki klimatyczne tego terenu stwarzają najkorzystniejsze stany odczucia termicznego i najmniej obciążają termoregulacyjny układ organizmu ludzkiego. Głębsza analiza okresu wakacyjnego (maj - wrzesień) ma na celu przedstawienie najbardziej korzystnych dla turysty, z punktu widzenia odczucia termicznego, terminów wyjazdu do Krainy Wielkich Jezior Mazurskich.

Kolejnym krokiem było empiryczne wyznaczenie przez Missenarda, niezależnie od badań w Stanach Zjednoczonych, wzoru do obliczania temperatury efektywnej (TE):

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014f + (1,76 + 1,4v^{0,75})^{-1}] - 0,29T(1 - 0,01f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}C$), f – wilgotność względna(%), v – prędkość wiatru (m/s).

W związku z zależnością odczucia ludzi od strefy klimatycznej stworzono skalę TE dla różnych regionów świata. Dla Polski M. Baranowska (1986) opracowała skalę odczucia termicznego dla temperatury ekwiwalentnej i efektywnej. Podzieliła Polskę na trzy regiony w zależności od średniej rocznej temperatury poniżej $7^{\circ}C$, $7-8^{\circ}C$, i powyżej $8^{\circ}C$. Mikołajki należą do obszaru o średniej rocznej temperaturze poniżej $7^{\circ}C$. W poszczególnych miesiącach przedziały odczucia ciepła zmieniają się, co jest spowodowane procesami adaptacyjnymi organizmu ludzkiego do warunków klimatycznych.

Charakterystyka materiałów źródłowych i metody stosowane w opracowaniu

W pracy zastosowano materiały pochodzące ze stacji IMiGW w Mikołajkach z okresu 1986-1990.

Obejmują one pomiary temperatury powietrza, wilgotności względnej i prędkości wiatru z ośmiu terminów pomiarowych w godzinach 0^{00} , 3^{00} , 6^{00} , 9^{00} , 12^{00} , 15^{00} , 18^{00} , 21^{00} czasu Greenwich. Przy czym, w rozdziale drugim, dotyczącym charakterystyki warunków odczuwalnych w Mikołajkach, dokonano obliczeń na podstawie danych ze wszystkich terminów, natomiast w rozdziale trzecim, przeprowadzono analizę na podstawie danych z godziny 12^{00} . Do określenia warunków odczuwalnych została zastosowana temperatura efektywna (TE), której obliczone wartości, według wzoru Missenarda, poddano analizie w celu określenia:

- średnich wartości warunków odczuwalnych,
- częstości ich występowania,
- zmian warunków odczuwalnych z dnia na dzień, czyli bodźcowości klimatu,
- długości odczuć termicznych skrajnych (zimno, gorąco), które mają najbardziej niekorzystny wpływ na organizm ludzki, jak i najbardziej korzystnych (komfort).

Ponadto zwrócono uwagę w rozdziale II, na udział wiatru i jego średnią prędkość w poszczególnych kierunkach. Wykorzystano do tego celu przejście ze stopni na 8-kierunkową różę wiatrów (Bąkowski, 1997):

340-20	N
30-60	NE
70-110	E
120-150	SE
160-200	S
210-240	SW
250-290	W
300-330	NW

Warunki fizycznogeograficzne Krainy Wielkich Jezior Mazurskich

Pojezierze Mazurskie jest makroregionem najbardziej wysuniętym na zachód ze wszystkich Pojezierzy wschodnio bałtyckich (Kondracki, 1988, 1994). Jednym z 7 mezoregionów jest Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, która odznacza się tym, iż stanowi głębokie poprzeczne obniżenie w wyniesionym garbie pojeziernym, który stanowi Pojezierze Mrągowskie i Ełckie.

Lokalizacja punktu pomiarowego

Mikołajki (około 3,5 tys. mieszkańców) leżące pomiędzy jeziorami: Tałty i Mikołajskim, jako wieś kościelna istniały już w XV w. Było to mazurskie osiedle rybackie, położone przy przeprawie w miejscu zwężenia długiej rynny jeziornej. Później – w 1726 r. uzyskały prawa miejskie. Obecnie miejscowość jest traktowana jako miasteczko turystyczno-wypoczynkowe, port i baza noclegowa dlaśródlądowych żeglarzy a także port rybacki.

Stacja pomiarowa (125m n.p.m.) znajduje się na południowym wschodzie Mikołajek. Położona jest nad jeziorem Mikołajskim (497,9 ha; głębokość średnia wynosi 11,2m, a maksymalna 25,9 m), które połączone jest z jeziorem Śniardwy 1340,4ha, głębokośćśrednia – 5,8 m, a maksymalna 23,4m), około 3,5 km od punktu pomiarowego, największym jeziorem w Polsce.

Charakterystyka warunków odczuwalnych w Mikołajkach

Odczucie warunków cieplnych środowiska, w którym przebywa człowiek, najczęściej charakteryzowane jest za pomocą kompleksowych wskaźników ujmujących łączne działanie kilku czynników atmosferycznych. W niniejszym pracowaniu zastosowano temperaturę efektywną (*TE*) – wskaźnik ujmujący równoczesny wpływ temperatury powietrza, jego wilgotności i ruchu powietrza na wielkość strumienia ciepła, traconego przez organizm ludzki na rzecz środowiska atmosferycznego.

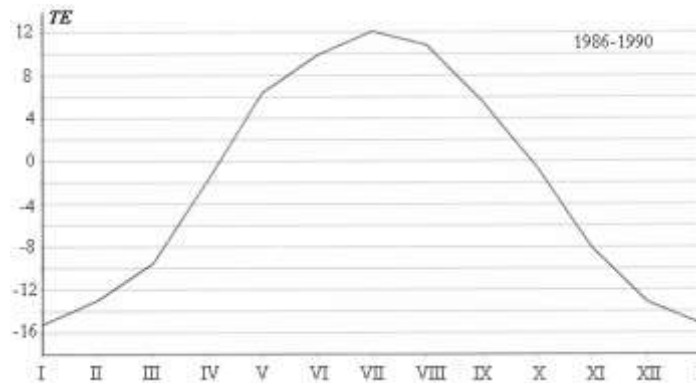
Temperatura efektywna (*TE*) jest jednym z licznych wskaźników bioklimatycznych, przez wielu uważaną za najbardziej przydatną do określenia i oceny warunków odczu-

cia termicznego. Wskaźnik ten jest funkcją trzech elementów meteorologicznych: temperatury powietrza i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Dzięki analizie przebiegu temperatury efektywnej, można dowiedzieć się o bodźcowości klimatu, częstotliwości warunków odczuwalnych oraz o zmienności odczuć termicznych.

Opracowanie obejmuje charakterystykę przebiegu rocznego i dobowego wartości TE oraz ocenę tych wartości na podstawie skali odczuwalności termicznej.

Przebieg roczny temperatury efektywnej

W badanym pięcioletniu średnia roczna TE , liczona ze wszystkich terminów obserwacyjnych, wynosi $-1,4^{\circ}TE$, pierwsze trzy lata (1986-1988) charakteryzują się średnią roczną TE poniżej $0^{\circ}TE$, kolejno: $-2,4$; $4,0$; $-2,3^{\circ}TE$, a następne powyżej: $0,4$; $1,4^{\circ}TE$. Średni przebieg roczny temperatury efektywnej (TE) jest bardzo zbliżony do przebiegu temperatury powietrza (T), liczonej również z 8 terminów obserwacyjnych, jednakże wartości TE są, niższe od wartości T . Średnia miesięczna TE wyniosła powyżej 0° jedynie w miesiącach, od maja do września, odpowiednio $6,4$ i $5,6^{\circ}TE$. Kwiecień i październik były miesiącami „przejściowymi” kiedy to średnia temperatura efektywna wynosiła odpowiednio $-1,8$ i $-0,6^{\circ}TE$, a w pozostałych miesiącach TE nie była wyższa niż $-8,1^{\circ}TE$. Najniższa średnia TE była w styczniu i wynosiła $-15,3^{\circ}TE$, a najwyższa w lipcu $12,1^{\circ}TE$, czyli średni zakres wahań w ciągu roku wynosi aż $37,5^{\circ}TE$. Jak już wspomniano, najzimniejszym miesiącem był styczeń ze średnią wartością, $-15,3^{\circ}TE$. Przy czym średnia TE stycznia 1987 roku $-25,4^{\circ}TE$ była najniższą, średnią, miesięczną w całym 5-leciu (rys. 1).



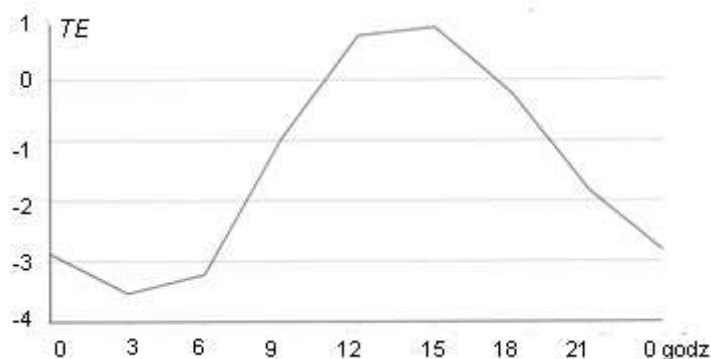
Rys. 1. Przebieg roczny temperatury efektywnej w Mikołajkach w latach 1986-1990

Różnica pomiędzy średnią najzimniejszego stycznia (wspomniane $-25,4^{\circ}TE$) a najcieplejszego (styczeń roku 1990 $-9,4^{\circ}TE$) wynosi $16^{\circ}TE$. Drugim najchłodniejszym miesiącem, w którym wartość średniej TE również przekroczyła $-20^{\circ}TE$, był luty 1986 roku ze średnią $-22,6^{\circ}TE$, podobnie jak styczeń w roku 1990, również luty był najcieplejszym lutym w badanym okresie ze średnią $-6,4^{\circ}TE$. Różnica pomiędzy najchłodniejszym a najcieplejszym lutym wynosi $16,2^{\circ}TE$ i jest największym kontrastem pomiędzy tymi samymi miesiącami w poszczególnych latach. Za to najcieplejszym miesiącem w roku był lipiec ze średnią $12,1^{\circ}TE$, a różnica między lipcem 1987 roku $10,6^{\circ}TE$ a lipcem 1988 roku $13,7^{\circ}TE$ wynosi $3,1^{\circ}TE$. Z tego widać, że kontrasty termiczne pomiędzy poszczególnymi latami są, największe zimą, (styczeń, luty) a najmniejsze latem (lipiec).

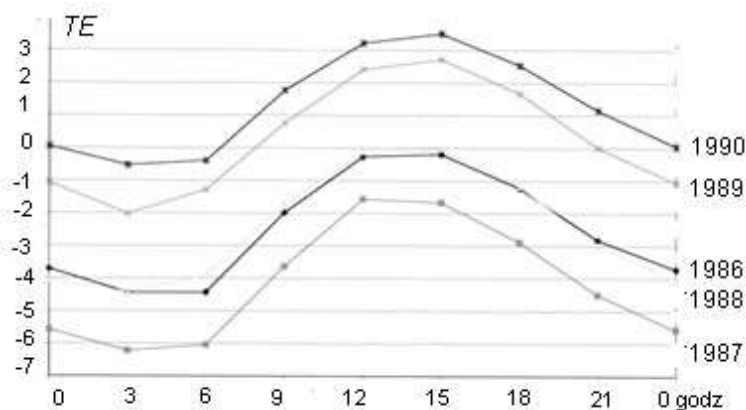
Jednak od rozkładu różnic odbiega grudzień, który wyróżnia się najmniejszą różnicą, między dwoma skrajnymi miesiącami $2,9^{\circ}TE$. Można powiedzieć na podstawie badanego okresu, iż miesiącami charakteryzującymi się najmniejszą zmiennością między latami są grudzień i lipiec, oraz pozostałe miesiące letnie. Jedyne w latach: 1989 i 1990 średnia roczna TE była powyżej 0° i wyniosła odpowiednio $0,4^{\circ}TE$ i $1,4^{\circ}TE$. Najchłodniejszy był rok 1987 kiedy to średnia roczna wyniosła $-4,0^{\circ}TE$, niebagatelny wpływ na taki wynik miała średnia TE stycznia, wspomniane już $-25,4^{\circ}TE$ ($9,3^{\circ}TE$ różnicy od drugiego w kolejności chłodnego stycznia), aczkolwiek nawet jeżeli by nie uwzględnić średniej TE stycznia, to i tak rok 1987 pozostanie najchłodniejszy. W najcieplejszym roku (1990) badanego okresu średnia TE kwietnia wyniosła $3,2^{\circ}TE$. W pozostałych latach w kwietniu średnia TE temperatury (powietrza), z tym że w nocy są one wyższe i wynoszą, średnio biorąc około $2-3^{\circ}C$, a podczas nocy bezchmurnej i bezwietrznej przy pogodzie wyżowej różnice woda-łód mogą sięgać $5-6^{\circ}C$. W południe różnice te są niższe i wahają się w granicach $0,5-2,0^{\circ}C$.

Przebieg dobowy temperatury efektywnej

Podobnie jak przebieg roczny efektywnej TE jest podobny do przebiegu rocznego T temperatury powietrza T , tak i zmiany dobowe TE są zbliżone do przebiegu dobowego (oczywiście wartości TE są mniejsze od T). Biorąc pod uwagę średnio za pięć lat, jedynymi terminami, w których średnia TE była dodatnia, były terminy 12^{00} ($0,7^{\circ}TE$) i 15^{00} ($0,9^{\circ}TE$), a „najzimniejszym” terminem okazała się godz. 3^{00} , kiedy to TE wyniosła $-3,5^{\circ}TE$ (rys.2-3).



Rys. 2. Przebieg dobowy średniej temperatury efektywnej w latach 1986-1990



Rys. 3. Przebieg dobowy temperatury efektywnej w kolejnych latach 1986-1990

We wspomnianych latach chłodnych (1986-1988) w żadnym z terminów nie było średniej TE dodatniej, jedynie w 1988 roku o godzinie 15.00 średnia TE wyniosła $0,0^{\circ}TE$. W roku 1989 w godzinach 0^{00} , 3^{00} i 6^{00} i w roku 1990 w godzinach 3^{00} i 6^{00} , średnia TE była ujemna. W godzinach: 21^{00} (1989 r.) i 0^{00} (1990 r.) TE wyniosła 0° , a w pozostałych była dodatnia. Najniższa średnia TE jest w 1987 r. (rok najchłodniejszy) o godzinie 3.00 ($-6,2^{\circ}TE$), a najwyższa w 1990r. (rok najcieplejszy) o godzinie 15^{00} $3,5^{\circ}TE$).

Uwzględniając dobowy przebieg TE , badany okres można scharakteryzować wyróżniając poszczególne miesiące, kiedy były najcieplejsze bądź najchłodniejsze; lub kiedy był największy kontrast pomiędzy terminami. Przedstawiono to w celu ukazania różnic i wahań w wartościach TE pomiędzy poszczególnymi latami, jak i zmian w przebiegu dobowym w kolejnych miesiącach, kiedy kontrasty TE są największe, a kiedy najmniejsze.

Najzimniejszy styczeń był w 1987 roku, kiedy to o godzinie 3^{00} , 12^{00} , 15^{00} średnia TE była w przedziale od $-25^{\circ}TE$ do $-22^{\circ}TE$. W pozostałych terminach zawsze było poniżej $-26^{\circ}TE$. Najcieplejszy styczeń był w 1990 roku, kiedy to o godzinie 21^{00} i 0^{00} wartość średniej TE spadła poniżej $-10^{\circ}C$ ($-10,3^{\circ}TE$; $-10,4^{\circ}TE$). W pozostałych terminach wartość TE wahała się od $-9,9^{\circ}TE$ do $-7,9^{\circ}TE$. Największa różnica między poszczególnymi terminami wystąpiła w 1987 roku.

Ocena warunków odczucia termicznego

Dotychczas przedstawiono przebieg roczny i dobowy temperatury efektywnej, które nie przedstawiają, w sposób jednoznaczny oddziaływania otoczenia na organizm ludzki. Ocenę warunków odczuwalnych dokonano na podstawie pięciostopniowej skali odczuwalności termicznej, opublikowanej przez M. Baranowską (1986). Autorka postąpiła podobnie jak F.C. Haughton i C.P. Yaglou, tzn. zebrała subiektywną, ocenę warunków odczuwalnych. Zdającymi relację byli ludzie pracujący na stacjach meteorologicznych. Dzięki temu można było zobaczyć jak się mają wrażenia poczynione przez obserwatorów do wartości temperatury, prędkości wiatru i wilgotności względnej powietrza. Po analizie wyników M. Baranowska podzieliła Polskę na trzy strefy, którym przypisała odmienne skale odczuć termicznych.

Na podstawie skali dotyczącej obszaru, na którym są, Mikołajki, przeanalizowano średnią częstość stanów odczuć termicznych w poszczególnych latach, ze szczególnym uwzględnieniem przebiegu dobowego w porze ciepłej.

Brano pod uwagę dane z godziny 12⁰⁰ GMT, jako najbardziej reprezentatywne dla pory dziennej. Poza tym rozpatrzono zmienność warunków odczuwalnych z dnia na dzień (tzn. jaki jest charakter tych zmian) i długotrwałość warunków odczuwalnych w kolejnych dniach.

Średnia roczna częstość warunków odczuwalnych

W badanych latach 1986-1990 najwięcej było warunków dyskomfortowych z powodu przechłodzenia (chłodno, zimno), które stanowiły 53,3% wszystkich przypadków. Dyskomfort z powodu przegrzania, wystąpił w 23,5% przypadków. Najbardziej pożądane warunki komfortowe były w 23,5% przypadków. Odczucie zimna, średnio 23,3% przypadków, wystąpiło najczęściej od lutego do kwietnia i w grudniu. Największa wartość była w grudniu 45,6 %przypadków, a najmniejsza w czerwcu 4,0% przypadków. Pomiędzy kwietniem a majem nastąpił spadek procentowy o około 20%, a między sierpniem i wrześniem wzrost o około 14% przypadków (od kwietnia do sierpnia było w każdym miesiącu poniżej 9% przypadków (tab. 1).

Odczucie chłodu, średnio 30% przypadków, było najczęściej pojawiającym się odczuciem w tej pentadzie. Największy udział był w miesiącach: styczniu i od września do listopada. Miesiącem o największym udziale był listopad – 47,3%, a najmniejszym lipiec – 13,5% przypadków. Jedynie w maju, lipcu i sierpniu odczucie to w godzinach południowych stanowiło poniżej 20 procent, co pokazuje jak chłodny jest region. Warunki komfortowe, podobnie jak warunki „zimno”, stanowią, 23,3% przypadków. Jedynym miesiącem o największej frekwencji tego zjawiska był sierpień kiedy to wartość wyniosła 32,2%, natomiast wartość najmniejsza wystąpiła w grudniu, tylko 12,9% przypadków.

Warunki zakwalifikowane jako „ciepło” wystąpiły w 20,3% przypadków. Jedynie maj charakteryzowała się największym udziałem tego zjawiska – 29%. Miesiącem o najmniejszej frekwencji był listopad – 1,3% przypadków.

Odczucie gorąca pojawiało się od kwietnia do września. Miesiącami z największym udziałem tego zjawiska były czerwiec – 29,3% i lipiec – 29,7% przypadków.

Tabela 1. Procentowy udział warunków odczuwalnych w poszczególnych miesiącach w latach 1986-1990

.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Zimno	34,2	39,0	38,7	28,0	8,4	4,0	4,5	6,5	20,7	22,6	26,7	45,6
Chłodno	34,8	34,0	35,5	20,7	15,5	22,7	13,5	19,4	42,7	37,4	47,3	36,8
Komfort	24,5	17,0	16,8	20,0	26,5	26,7	29,0	32,3	18,7	30,3	24,7	12,9
Ciepło	6,5	10,0	9,0	21,3	29,0	17,3	23,2	18,7	12,7	9,7	1,3	4,5
Gorąco	-	-	-	10,0	20,6	29,3	29,7	23,2	5,3	-	-	-

Na tle pięciolecia każde z badanych lat wykazuje pewne odstępstwa od średniej rocznej częstości warunków odczuwalnych .

W 1986 roku, w lutym, jedynie wystąpiły warunki dyskomfortu z powodu przechłodzenia, przypadki warunków komfortu bądź przegrzania nie wystąpiły wcale.

W tej grupie największym udziałem charakteryzują się warunki komfortu z powodu przechłodzenia, kiedy to następny dzień ma temperaturę efektywną w tym samym przedziale co dzień poprzedni, zmiana zimno w zimno wynosi 13,9%, a chłód w chłód

14,1% przypadków. Jeżeli weźmiemy pod uwagę również przejścia chłodu w zimno i zimna w chłód, to okaże się, że lekkie wahania i utrzymujące się takie same warunki termiczne w obrębie odczucia przechłodzenia wynoszą, aż 41,4% wszystkich przypadków. Analogicznie, zmiany, bądź ich brak, w grupie warunków przegrzania, wynoszą 15,1% przypadków, czyli o 3% mniej ni w grupie odczucia przechłodzenia. Natomiast jeżeli chodzi o warunki wizualne związane z najkorzystniejszym odczuciem komfortu (zmiany: ch→k, z→k, k→c, ch→k, c→k), to było ich 30,9% przypadków, w czym 9,4% stanowiła całość odczucia komfortu (tab. 2).

Tabela 2. Częstość (%) stałości i zmienności warunków odczuwalnych w latach 1986-1990

	zimno	chłodno	komfort	ciepło	gorąco
zimno	13,9	6,8	2,2	0,3	0,0
chłodno	6,6	14,1	6,6	2,2	0,3
komfort	2,0	6,5	9,4	4,5	1,0
ciepło	0,5	2,2	3,9	4,6	2,4
gorąco	0,2	0,4	1,3	1,9	6,2

Spośród wszystkich dni stycznia, ponad połowa –55,5% wykazywała takie same warunki odczuwalne w danym dniu i następnym, z czego głównie odczucie zimna (25,2%) i chłodu (18,7%). Wysoko bodźcowymi zmianami odczuć termicznych charakteryzowało się 9,7% przypadków (5,2% „in plus”, a 4,5%, „in minus”). Natomiast zmian nisko bodźcowych o charakterze ochładzającym (18,1%) było więcej niż o charakterze ocieplającym (16,8%).

W lutym podobnie jak w styczniu, przeważa stałość odczuć ciepłych. Dni w których wystąpiły takie same warunki odczuwalne stanowiły 52,5%(odczucie przechłodzenia – 40,4%). Wysoko bodźcowe zmiany stanowią 11,3% przypadków, natomiast zmian nisko bodźcowych jest 36,2%.

Podsumowując, odczuciem termicznym, które cechuje się największą długotrwałością jest zimno (tab. 3).

Tabela 3. Długotrwałość warunków odczuwalnych w latach 1986-1990

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
gorąco	28	19	8	6	6	2	11	-	1	-	-	-	-	-	-	-
komfort	159	65	26	6	4	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
zimno	103	37	9	9	5	5	1	4	1	-	-	1	4	-	-	1

Długotrwałość występowania tego odczucia ściśle wiąże się z porą roku. W porze chłodnej, stany zimna utrzymywały się nieprzerwanie nawet przez 16 dni, natomiast od maja do sierpnia te warunki odczuwalne, oprócz tego, że występowały bardzo rzadko (od 6 dni w czerwcu do 10 dni w sierpniu), to nigdy nie utrzymywały się powyżej 3 dni, głównie były to przypadki jednodniowe

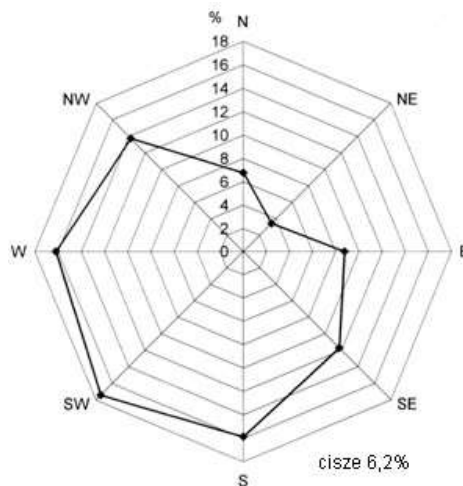
Typowe dla cieplej pory roku odczucie gorąca, jeżeli wystąpiło, na ogół utrzymywało się przez dłuższy czas (maksymalnie 10 dni). Jeżeli jednego dnia były warunki odczuwalne – gorąco, to aż w 61,1% przypadków w następnym dniu również było odczucie gorąca, w przypadku odczucia zimna było tylko 42,7% takich przypadków.

W przeciwieństwie do warunków gorąca odczucie komfortu charakteryzowało się głównie okresami jednodniowymi, jedynie są 2 przypadki, kiedy utrzymywało się po-

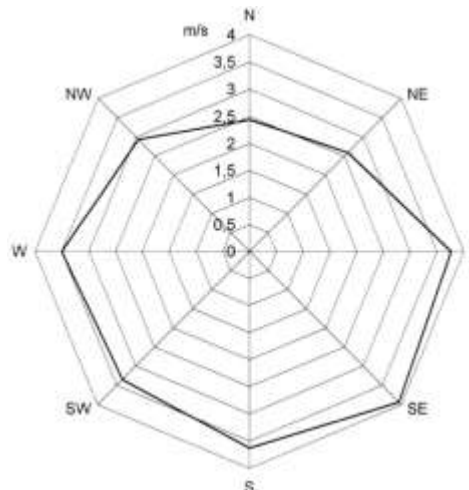
wyżej 5 dni. Najczęściej te warunki odczuwalne występowały od maja do sierpnia i w październiku (powyżej 40 przypadków) a najmniej w grudniu 20 przypadków.

Liczba dni z odczuciem zimna w poszczególnych latach odpowiada średniej rocznej TE . W pierwszych 3 latach, kiedy to średnia roczna TE była poniżej $0^{\circ}TE$ (patrz, rozdział II), było ponad 100 przypadków (godzina 12⁰⁰) wystąpienia tego odczucia, w kolejnych dwóch latach liczba ta zmniejszyła się o połowę, około 50 przypadków. Podobnie jest z odczuciem gorąca, ale już nie ma takich różnic, jeżeli chodzi o liczbę dni. Najbardziej wyróżnia się najchłodniejszy rok 1987, kiedy to było tylko 20 dni z odczuciem gorąca, zaś w roku najcieplejszym tych dni było 44, w pozostałych latach około 40 dni. Odczucie komfortu rosło z roku na rok. W 1986 roku były 64 dni z tym odczuciem, a w 1990 roku tych dni było już o 40 więcej.

Częstość kierunków wiatru i średnie prędkości wiatru (m/s) w Mikołajkach w latach 1986-1990 przedstawiono na rys. 4-5.



4. Częstość kierunków wiatru (%) w pięcioleci 1986-1990



Rys. 5. Średnie prędkości (m/s) wiatru według kierunków w pięcioleci 1986-1990

Podsumowanie i wnioski

Klimat odczuwalny na stacji w Mikołajkach scharakteryzowano za pomocą kompleksowego wskaźnika biometeorologicznego – temperatury efektywnej. Dzięki temu można było ocenić bardziej realnie oddziaływanie warunków atmosferycznych na organizm ludzki, niż jedynie na podstawie temperatury powietrza. Starano się wyniki tej charakterystyki przedstawić w postaci wniosków o charakterze praktycznym, przydatnym dla turysty odwiedzającego ten piękny region.

W badanym pięcioleciu 1986-1990 zaznacza się duże zróżnicowanie wartości odczuć termicznych, ale ujawniają się pewne prawidłowości. Najmniejszą zmiennością średniej temperatury efektywnej w poszczególnych latach, charakteryzowały się miesiące letnie oraz grudzień (co zapewne było wyjątkiem), a największą, miesiące zimowe. Na pewno na taki stan rzeczy, miała wpływ temperatura powietrza (zróżnicowanie termiczne pomiędzy latami), ale i prędkość wiatru, która była o wiele większa w porze chłodnej. Przez to, w zimie wzmagano się odczucie przechłodzenia, natomiast w lecie,

kiedy mniejsze prędkości wiatru zmniejszają jego rolę chłodzącą, wzmagają się odczucie przegrzania organizmu.

Można temu zapobiec dzięki bliskości jezior, w których można się na ogół ochłodzić (jednak należy pamiętać, że stan czystości wody czasami uniemożliwia bezpieczną kąpiel). Co sprawia, że wydaje się być zasadnym korzystanie z uroków Krainy Wielkich Jezior Mazurskich głównie w cieplej porze roku.

W okresie wakacyjnym maj-wrzesień, największy zakres wahań temperatury efektywnej w ciągu doby występuje w maju, a najmniejszy we wrześniu (ocieplający wpływ jezior). Najniższa średnia dobowa temperatura efektywna była o godzinie 3.00, a najwyższa o godzinie 15.00, a w porze chłodnej najzimniej było o godzinie 6.00, a najcieplej albo o 12.00, albo o 15.00 (terminy według czasu Greenwich). Przy czym może się to zmienić w poszczególnych przypadkach pod wpływem dużych prędkości wiatru (Rozdział II), które były największe z kierunków (E i SE), czyli od strony jeziora Śniardwy. Dzięki małej lepkości podłoża (woda, również ma znaczenie mała głębokość zbiornika, średnio 5,8 m), jak i dużej, zwartej powierzchni, prędkość wiatru może wzrosnąć.

Wrzesień raczej nie nadaje się do wyjazdów pod namiot, ze względu na bardzo duży udział warunków przechłodzenia (od około 60% - godzina 15⁰⁰ do 88% - godzina 6⁰⁰), pomimo tego, że w tym miesiącu są korzystne, bo najmniejsze różnice temperatury efektywnej w przebiegu dobowym (mała bodźcowość). Natomiast najbardziej korzystnym miesiącem, który wyróżnia się na tle innych miesięcy pory cieplej, największym udziałem odczucia komfortu jest lipiec, jeżeli chodzi o terminy od 21 do 9⁰⁰, a w godzinach od 12⁰⁰ do 18⁰⁰ jest to sierpień.

Najbardziej bodźcowym miesiącem w porze cieplej jest czerwiec, w którym, jako jedynym ze wszystkich miesięcy w roku, zmian silnie bodźcowych (tzn. kiedy odczucie termiczne w następnym dniu zmieniło się o co najmniej 2 stopnie w skali odczuwalności termicznej np. komfort – gorąco) jest aż 24%. Co się tyczy lipca, to jest miesiącem, który charakteryzował się największą stałością, (warunki odczuwalne są, takie same jak w dniu poprzednim) odczuć termicznych – 52,9%, z czego głównie odczuciem gorąca. Jest to jedyny miesiąc w porze letniej, w którym można liczyć na dłuższe okresy z mało zmieniającymi się odczuciami termicznymi. Sierpień wyróżnił się dużą stałością najkorzystniejszego odczucia – komfortu.

Należy pamiętać, wybierając się na wycieczkę, iż możemy w pewnym stopniu modyfikować odczucia termiczne, poprzez umiejętne wybranie najbliższego otoczenia. Lasy mogą stanowić schronienie, zarówno w dni upalne, jak i w dni chłodne, ale również mogą, potęgować niekorzystne stany warunków odczuwalnych.

Standardowe pomiary meteorologiczne prowadzi się nad jednolitą powierzchnią trawiastą. Natomiast na obszarach zadrzewionych obserwuje się następujące odchylenia podstawowych elementów meteorologicznych (Krawczyk, Błażejczyk, 1999): w zależności od typu lasu, bezpośrednie promieniowanie słoneczne docierające do przygruntowej warstwy powietrza jest zmniejszone o około 50-90%, temperatura powietrza jest niższa w ciągu dnia o 2-5°C. Również mniejsze są, jej amplitudy dobowe. Także prędkość wiatru jest mniejsza o 40-90%. Poza tym suma opadów pod koronami drzew zmniejsza się o około 50%, a wilgotność względna powietrza jest wyższa o 5-10%. Jest to charakterystyka ogólna, która w zależności od typu lasu, może się niekiedy mniej lub bardziej zmieniać.

W przypadku wystąpienia dni z odczuciem przegrzania, można szukać schronienia w lesie, o małej gęstości drzew, gdzie możliwy byłby swobodny ruch powietrza, równocześnie o wystarczającym zacieleniu i o niskiej wilgotności powietrza – dzięki temu

nie ma uciążliwego odczucia parności. Takie wymogi spełniają np. bór sosnowy, bór mieszany (Krzymowska-Kostrowicka, 1997), bór świeży (40-letni), (Błażejczyk, 1981). Należy się wystrzegać lasów gęstych, o dużej wilgotności powietrza, terenów podmokłych, np. bory bagienne, torfowiska wysokie, olsy i łągi olszowe, gdzie oprócz dużej wilgotności powietrza jest duże stężenie substancji lotnych, działających niekorzystnie na układ oddechowy. Oczywiście optymalnym rozwiązaniem jest pobyt w zacienionym miejscu nad jeziorem.

Jednak kiedy występują dni z warunkami przechłodzenia i silnym wiatrem, należy raczej unikać otwartych przestrzeni, jak rozległe łąki, miejsca nad jeziorem i wybierać zalesione szlaki. Pomimo tego, że w lesie temperatura powietrza jest na ogół niższa, niż na terenie otwartym, to jednak dzięki osłabieniu ochładzającej roli wiatru, warunki odczuwalne są, bardziej przyjazne dla organizmu ludzkiego. Oczywiście, im las jest bardziej gęsty, tym jego skuteczność ochrony przed wiatrem wzrasta. Nad jeziorami mogą wystąpić również silne wiatry tunelowe.

Należy również pamiętać o wpływie ukształtowania terenu na odczucia termiczne. Na przykład, różnica temperatury gruntu między zboczem południowym cieplejszym, a zboczem północnym (chłodniejszym), może wynosić nawet 15°C (Krawczyk, Błażejczyk, 1999). Dna dolin i zagłębień jak i zbocza odwietrzne mogą stanowić dodatkową, ochronę przed wiatrem, którego prędkość jest o około 2 m/s mniejsza niż na górnych partiach stoków dowietrznych bądź rozległych wysoczyzn (dane z Suwalskiego Parku Krajobrazowego). Jednak trzeba pamiętać, że obniżenia charakteryzują, się występowaniem inwersji temperatury powietrza. W dzień są to miejsca najcieplejsze i najbardziej parne, o małych prędkościach wiatru, zaś w nocy następuje spływ chłodniejszego powietrza w miejsca położone najniżej. Może wystąpić sytuacja, iż zmniejsza się wilgotność powietrza nad jeziorem, w godzinach wieczornych (Stopa, Przybylska, 1967) właśnie w związku ze spływem chłodnych mas powietrza w kierunku jeziora.

Oprócz tego, że lasy działają jak parawan, mają jeszcze inną zaletę, a mianowicie wytwarzają jony ujemne. Ich działanie ma bardzo pozytywny wpływ na ludzki organizm (korzystnie dla organizmu obniżają poziom serotoniny we krwi, likwidują, stany spastyczne, wzmagają siły obronne organizmu, itd., jedynie ujemnie naładowane cząstki tlenu są pochłaniane przez organizm ludzki w procesie oddychania. Większość z wytwarzanych przez: sosnę, brzozę i jarzębinę, cząstek lekkich, stanowią, właśnie jony ujemne, czyli najbardziej korzystne jest przebywanie w pobliżu zbiorowisk tych drzew (większość drzew na tym obszarze to sosna).

Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, dzięki pięknym krajobrazom, możliwością różnorodnych form wypoczynku czynnego, jak i biernego, również charakteryzująca się coraz mniejszym uprzemysłowieniem stanowi jeden z najczęściej odwiedzanych regionów Polski. Jednakże ze względu na dość surowe warunki bioklimatyczne w porze zimowej i krótki okres zalegania pokrywy śnieżnej, ruch turystyczny na tym obszarze, nasila się głównie w porze ciepłej. Analiza warunków odczuwalnych pomoże lepiej zapoznać się ze specyfiką, tego obszaru, a podane wskazówki pozwolą uniknąć niekorzystnych stanów dyskomfortu termicznego.

7.4. Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w województwie suwalskim

Autor: Władysław REMISZEWSKI

Opiekunowie naukowci: Maria STOPA-BORYCZKA,
Maria. KOPACZ-LEMBOWICZ

Cel pracy

Bardzo mało jest opracowań warunków bioklimatycznych województwa suwalskiego, tak bardzo interesującego obszaru Polski, szczególnie pod względem turystycznym i rekreacyjnym. Praca ta jest jednym z wielu opracowań elementów klimatu tego obszaru, który jest przedmiotem badań Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.

Celem pracy jest nie tylko charakterystyka warunków odczuwalnych na terenie województwa suwalskiego, ale i ich ocena dla potrzeb uprawiania sportów i turystyki w okresie zimy. Nie chodzi tu o sport wyczynowy, gdyż wtedy trzeba byłoby przeprowadzić specjalne badania, ale o sport i turystykę dla każdego. Wiemy przecież, że województwo suwalskie ma bardzo urozmaiconą rzeźbę terenu cechującą się występowaniem dużych różnic wysokości terenu (rys. 1). Liczne jeziora, duże powierzchnie leśne, i różniący się od innych obszarów Polski klimat charakteryzujący się niższymi temperaturami, szczególnie w okresie zimy, długim okresem zalegania pokrywy śnieżnej.

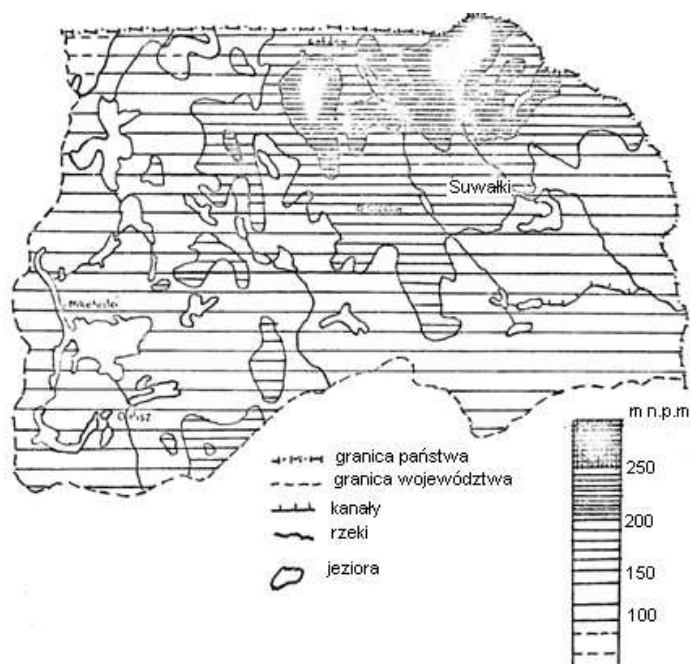
Wszystko to sprawia, iż województwo suwalskie jest bardzo ciekawym pod względem turystycznym i rekreacyjnym obszarem Polski. Dlatego też ważne jest sprawdzenie jak na tle warunków fizycznogeograficznych przedstawia się charakterystyka warunków odczuwalnych, niezbędnych dla sprawnego funkcjonowania organizmu człowieka. Na wczasy w okresie zimy wyjeżdżają przecież nie tylko ludzie zdrowi, o możliwościach szybkiego adoptowania się do nowych warunków, ale i ludzie którym potrzeba dłuższego czasu aby przyzwyczaić się do nowych otaczających ich warunków.

W tym opracowaniu podjęto próbę przedstawienia jak w województwie suwalskim posiadającym doskonałe warunki fizycznogeograficzne dla uprawiania sportu i turystyki w okresie zimowym przedstawiają się warunki odczuwalne wyznaczone na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej.

Najpierw przedstawiono charakterystykę warunków odczuwalnych na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej. Następnie, poświęcono rozdział pokrywie śnieżnej, tj. średnim datom początku i końca trwałej pokrywy śnieżnej, grubości pokrywy śnieżnej i przerwom w trwałej pokrywie śnieżnej. Ponadto przeprowadzono próbę regionalizacji z uwzględnieniem warunków odczuwalnych i walorów sportowo-turystycznych zawarta została w czwartym rozdziale pracy.

Materiały źródłowe i metody ich opracowania

Zebrane i opracowane materiały dotyczące charakterystyki warunków odczuwalnych w województwie suwalskim mogą w pewnej mierze służyć opracowaniu klimatu Polski. Ważniejszą jednak rolę jaką mogą i powinny spełniać opracowania regionalne, jest ich wykorzystanie w planowanej gospodarce województwa a nawet kraju.



Rys. 1. Mapa hipsometryczna województwa suwalskiego

Opracowanie oparto o dane dotyczące temperatury powietrza, wilgotności względnej, prędkości wiatru i grubości pokrywy śnieżnej w latach 1951-1960 na stacjach: Gołdap, Mikołajki, Pisz, Siejniki, Suwałki. Wykorzystano przy tym materiały archiwalne z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz materiały z Zakładu Klimatologii WG i SRUM.

Przy doborze stacji kierowano się przede wszystkim posiadaniem przez te stacje pełnych obserwacji interesujących nas elementów meteorologicznych w badanym okresie. Ważną rolę odgrywało równomierne rozmieszczenie stacji, które w pełni charakteryzowało by warunki odczuwalne panujące na tym terenie.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana obliczono dla wszystkich pięciu stacji, z tym że dla Suwałk i Siejnika za całe dziesięciolecie 1951-1960, natomiast na pozostałych stacjach brak było pomiarów prędkości wiatru: w Mikołajkach od listopada do marca 1951 i 1952 roku, w Gołdapi w listopadzie i grudniu 1951, styczniu i marcu 1952 i lutym 1952 i 1955, w Pisz w styczniu, lutym i marcu 1959 i grudniu 1958.

Temperatura efektywna obliczona została dla dwóch stacji – Suwałki dla całego dziesięciolecia 1951-1960 i Mikołajki z brakami w niektórych miesiącach.

Dane potrzebne dla wyznaczenia wskaźników pochodziły z południowego terminu obserwacyjnego.

Dla wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej obliczono częstość występowania w poszczególnych przedziałach odczucia ciepła. Natomiast przy pokrywie śnieżnej obliczonej dla pięciu stacji, oprócz częstości występowania grubości pokrywy śnieżnej w przedziałach: < 5 cm; 5-10 cm; 10-15 cm; 15-20 cm; > 20 cm, przedstawiony jest także (na mapkach) średni początek i koniec okresu z pokrywą śnieżną.

Opis lokalizacji stacji meteorologicznych

W pracy tej wykorzystano dane z pięciu stacji meteorologicznych: Suwałki, Mikołajki, Siejnik-Olecko, Pisz, Gołdap (tab. 1).

Tabela 1. Szerokość geograficzna (φ), długość (λ) i wysokość n.p.m (h) stacji meteorologicznych

	φ	λ	h [m]
Suwałki	54°08'	22°57'	165
Mikołajki	53°47'	21°35'	127
Siejnik	54°01'	22°21'	170
Pisz	52°38'	21°48'	118
Gołdap	54°19'	22°14'	155

Suwałki leżą na Pojezierzu Litewskim na północnym skraju Równiny Augustowskiej w bezpośrednim sąsiedztwie Pojezierza Zachodniosuwalskiego. Obszar płaski tuż za Suwałkami na północ i północny-zachód wyraźnie falisty o dużych deniwelacjach. Suwałki leżą więc na granicy z sąsiednimi regionami fizyczno-geograficznymi. Z Pojezierza Północno-suwalskiego rozpoczyna swój bieg rzeka Czarna Hańcza przepływająca wąską dość głęboko wcięta doliną przez miasto. Stacja meteorologiczna usytuowana jest w odległości 2,5 km na północ od miasta na terenie falistym pochodzenia morenowego. Wokół stacji teren otwarty stanowią pola uprawne. W odległości 1,5 km na północ las, a w odległości 4,5 km na wschód dolina Czarnej Hańcy.

Mikołajki leżą na Pojezierzu Mazurskim w południowej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich w strefie moren czołowych przebiegających z zachodu na wschód przez miasto. Od zachodu Pojezierze Mrągowskie graniczy z Krainą Wielkich Jezior Mazurskich. Obszar falisty o dość dużych deniwelacjach porożcinany jeziorami rynnowymi Tały i Mikołajewskim, a 4 km na wschód rozciąga się wielkie jezioro Śniardwy. Miasto i stacja meteorologiczna leżą na północno-wschodnim brzegu jeziora Mikołajewskiego, a na północno-zachodnim rozciąga się wielki kompleks leśny Puszczy Pińskiej. Około 200 m na zachód znajdują się zabudowania ośrodka czasowego, a dalej do 500 m teren wznosi się. Na północno-wschodzie 60-200 m są domy mieszkalne, a 300 m od klatki przebiega droga (Siejnik – od 16 VI 1950 do 1 I 1964 r.)

Stację założono przy Zakładzie doświadczalnym w Siejniku ok. 2,5 km na południowy-wschód od Olecka. Wokół jest teren falisty. Na północ w odległości 200 m znajdują się zabudowania Zakładu doświadczalnego. Na północny-zachód w odległości 80 m rośnie pas świerków (wiek 40 lat). Na północny-wschód w odległości 150 m rośnie pas drzew liściastych, a w odległości 250 m znajduje się szosa Olecko-Ełk. Na południe w odległości 100 m są wzgórza.

Stacja w Pisz znajduje się przy ulicy Polnej w południowo-zachodniej części miasta. W pobliżu stacji teren jest zabudowany. Na zachód w odległości 40 m przechodzi ulica Polna, dalej jest przestrzeń wolna. Około 200 m od stacji są zabudowania, a na zachód w odległości 40 m znajdują się zabudowania obserwatora, dalej teren płaski i niezabudowany. W odległości 1 km rozciąga się las. Na wschód od stacji są ogrody, a w odległości 50 m zabudowania. Na południe w odległości 100 m stoją zabudowania. Wokół stacji teren jest równy.

Gołdap leży w części wschodniej Pojezierza Mazurskiego na pograniczu trzech regionów fizycznogeograficznych. Od zachodu znajduje się Kraina Węgorapy, od wschodu Puszcza Romincka. A od południa Garb Szeski. Miasto leży w dolinie rzeki Gołdapi

przepływającej ze wschodu na zachód. W części północno-wschodniej w odległości 5 km znajduje się jezioro rynnowe Gołdap. Posterunek meteorologiczny zlokalizowany jest na północno-wschodnich peryferiach miasta na niewielkim wzniesieniu. W kierunku północnym teren obniża się przechodząc w dolinę rzeki Gołdapi przepływającej w odległości 120 m. Za doliną rzeki w odległości 400 m biegnie ul. Kolejowa. Na północnym-wschodzie w odległości 25 m w obniżeniu terenu stoją dom parterowy i zabudowania gospodarcze. Na wschód w odległości 100 m jest zabudowa luźna. Na południe w odległości 400 m znajduje się wieża ciśnień. Od 22 XII 1951 r. ogródek zlokalizowany był w dolinie rzeki Gołdapi na ulicy Kolejowej. Dnia 17 VII 1965 r. przeniesiony on został o 250 m na południowy-wschód od poprzedniej lokalizacji.

Z analizy warunków fizycznogeograficznych województwa suwalskiego wynika, że ma ono doskonałe warunki ukształtowania powierzchni, dużą sieć jezior i lasów, liczne rezerваты przyrodnicze i sprzyjający klimat dla rozwoju sportu i turystyki zimowej. W dalszej części pracy badać będziemy, jak warunki fizycznogeograficzne wpływają na zróżnicowanie wskaźników bioklimatycznych na terenie województwa suwalskiego.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana uwzględnia w swym wzorze dwa elementy meteorologiczne: temperaturę powietrza i prędkość wiatru. Odgrywa on dominującą rolę, szczególnie przy opracowaniach warunków odczuwalnych w okresie zimy.

Właśnie prędkość wiatru i temperatura powietrza kształtują warunki odczuwalne w okresie zimy. Wilgotność powietrza w okresie zimy odgrywa znacznie mniejszą rolę w kształtowaniu się warunków odczuwalnych. Dominująca rola wiatru i temperatury powietrza w chłodnej porze roku była główną przyczyną dla której przyjęto ten wskaźnik w niniejszym opracowaniu. Ponadto wskaźnik ten był już stosowany w Polsce i były wyznaczone przydziały odczucia ciepła, co także wpłynęło na decyzję zastosowania tego wskaźnika, gdyż dla innych wskaźników przydatnych w okresie zimy trzeba było by wyznaczyć odpowiednie przedziały odczucia ciepła, co nie jest sprawą łatwą i wymaga wielu badań.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana został opracowany dla wszystkich pięciu stacji, tj. Suwałk, Siejnika, Pisz, Mikołajek i Gołdapi.

Wskaźnik oblicza się z wzoru:

$$S = (1 - 0,04 T)(1 + 0,272 v)$$

gdzie: S – wskaźnik mroźności (wielkość nieoznaczona), T – temperatura powietrza w °C, v – prędkość wiatru w m/s

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana wykorzystuje się przy ocenie oddziaływania na ustrój człowieka warunków klimatycznych uciążliwych, a więc charakteryzujących się ujemnymi temperaturami i dużymi prędkościami wiatru. Duże znaczenie ma wskaźnik mroźności przy opracowywaniu warunków odczucia (bodźcowości) takich obszarów jak Syberia i Antarktyda, gdzie przy dość dużych spadkach temperatury występują okresy o dość dużych prędkościach wiatru. Z tego też powodu wskaźnik ten znalazł szerokie zastosowanie w pracach klimatologów radzieckich.

W Polsce mało jest prac, w których warunki odczucia określone były za pomocą wskaźnika surowości klimatu Bodmana. Jedynie M. Gregorczyk i in. (1970) w swoich badaniach posłużyli się tym wskaźnikiem (trzystopniową skalą odczucia ciepła).

Przy wartości wskaźnika 0-2 optimum, kiedy człowiek odpowiednio ubrany dobrze znosi dłuższe przebywanie na powietrzu i nie odczuwa chłodu.

3-4 kiedy dłuższe przebywanie na świeżym powietrzu nie jest dla człowieka przyjemne i po pewnym czasie jest mu zimno.

Wartości powyżej 4, kiedy nawet krótkotrwałe przebywanie na świeżym powietrzu jest dla człowieka przykre, z powodu silnego odczucia zimna.

Wskaźnik surowości klimatu Bodmana obliczono dla pory południowej, dla każdego dnia w miesiącach listopad, grudzień, styczeń, luty, marzec, a następnie wyznaczono częstość jego występowania w odpowiednich przedziałach odczucia, a więc częstość występowania optimum, chłodu i zimna (tab. 1).

Tabela 1. Częstość odczucia ciepła wg wskaźnika surowości klimatu Bodmana (%), optymalne (Opt.), dobre (Db)

	Listopad			Grudzień			Styczeń			Luty			Marzec		
	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe	Opt.	Db	Złe
Gołdap	53,0	35,2	11,8	38,9	38,2	22,9	26,2	45,8	28,0	23,8	40,8	35,0	40,7	48,8	10,5
Mikoł.	48,3	37,9	13,8	37,9	42,7	19,4	23,0	44,4	33,0	31,9	54,0	14,1	25,4	36,3	38,3
Pisz	50,0	41,0	9,0	29,0	52,7	18,3	17,9	51,3	30,8	21,1	51,8	27,1	29,3	49,6	21,1
Siejnik	28,0	47,3	24,7	8,4	55,2	36,4	3,9	43,9	52,2	6,1	50,2	43,7	16,5	42,4	36,1
Suwałki	27,3	47,7	25,0	16,5	46,5	37,0	6,5	42,6	50,9	12,2	44,1	43,7	19,4	33,5	47,1

W pierwszej kolejności przeanalizowano częstość występowania warunków odczuwalnych na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana dla całego badanego okresu 1951-1960 na poszczególnych stacjach.

W Gołdapi najlepsze warunki odczucia ciepła występują w listopadzie, kiedy to warunki optymalne przekraczają 50%. Potem do lutego następuje spadek warunków optymalnych, przy czym do stycznia spadek ten jest bardzo szybki natomiast od stycznia do lutego krzywa spadku jest bardziej wyrównana. Od listopada do grudnia częstość warunków optymalnych spada od 55% do 38,9%. Tak duży spadek częstości warunków optymalnych spowodowany jest spadkiem temperatury a także tym, że w miesiącu grudniu występują na stacji Gołdapi większe prędkości wiatru. Spadek temperatury powietrza jest przyczyną dla której w styczniu częstość występowania optimum spada do 26,2%, a w lutym do 23,8%. Od lutego do marca następuje wzrost częstości optimum do 40,7% co jest spowodowane wyraźnym wzrostem temperatury powietrza w marcu. Odwrotnie przedstawia się przebieg warunków niekorzystnych, a więc przy wartościach wskaźnika powyżej 4. Od listopada, kiedy częstość warunków niekorzystnych wynosi 11,8% następuje wzrost warunków niekorzystnych (w grudniu 22,9%, w styczniu 28%), by w lutym osiągnąć wartość 35,4%. Dopiero w marcu następuje wyraźny spadek częstości występowania warunków niekorzystnych z 35,4% w lutym do 10,5% w marcu. Widzimy więc, iż najkorzystniejsze warunki odczucia ciepła (wyznaczone przy pomocy wskaźnika surowości klimatu Bodmana) panują na stacji Gołdap w miesiącu listopadzie i marcu, a więc w tych dwóch miesiącach kiedy zaznaczały się duże wahania w temperaturze powietrza i występuje duża liczba dni z temperaturą powietrza powyżej 10°C

Temperatura efektywna

Drugim wskaźnikiem charakteryzującym warunki bioklimatyczne województwa suwalskiego w okresie zimy jest temperatura efektywna. Jak już wspomniano wskaźnik ten policzono dla dwóch stacji: Suwałk i Mikołajek, gdyż pozostałe stacje nie posiadały danych dotyczących wilgotności względnej powietrza. Temperatura efektywna jest

wskaźnikiem o wiele częściej spotykanym w publikacjach polskich bioklimatologów niż wskaźnik surowości klimatu Bodmana. Wiąże się to z tym, że temperatura efektywna znajduje szerokie zastosowanie przy opracowaniach bioklimatologicznych w porze letniej, kiedy większą rolę odgrywa wilgotność względna powietrza.

Natomiast w sezonie zimowym, w którym dominującą rolę odgrywają dwa elementy meteorologiczne: temperatura powietrza i prędkość wiatru, wilgotność względna powietrza nie odgrywa tak zasadniczej roli w kształtowaniu odczucia ciepła. Temperaturę efektywną użyto w opracowaniu bioklimatu województwa suwalskiego dla porównania z wynikami uzyskanymi przy zastosowaniu wskaźnika surowości klimatu Bodmana.

Temperatura efektywna jest stosowana w opracowaniach bioklimatu uzdrowisk jak też miast nie będących uzdrowiskami. Jest ona także stosowana przy opracowaniach większych obszarów dotyczących danego kraju czy też kontynentu. Przy wyznaczaniu temperatury efektywnej uwzględniamy trzy elementy meteorologiczne: temperaturę powietrza, prędkość wiatru i wilgotność względną.

Obliczono ją z wzoru A. Missenarda, który ma postać:

$$TE = 37 - (37 - T)[0,68 - 0,0014 f + (1,76 + 1,4 v^{0,75})^{-1}] - 0,29 T (1 - 0,01 f)$$

gdzie: T – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$), f – wilgotność względna (%), v – prędkość wiatru (m/s)

M. Baranowska i in. (1976) w opracowaniu dotyczącym odczucia ciepła w Polsce przedstawiła skalę, według której określa się strefy warunków odczucia ciepła wyznaczone na podstawie temperatury efektywnej. Skala ta opracowana została dla wydzielonych obszarów Polski, z przyjęciem kryterium średniej rocznej temperatury na danym obszarze. Dla terenu województwa suwalskiego, które należy do strefy o średniej wieloletniej temperaturze $< 7^{\circ}\text{C}$, skalę tę można przedstawić w tab.2 biorąc tylko te miesiące które nas interesują, a więc listopad – marzec.

Tabela 2. Temperatura efektywna w przedziałach odczucia ciepła dla obszaru Polski (z temperaturą średnią wieloletnią $< 7^{\circ}\text{C}$)

	Listopad	Grudzień	Styczeń	Luty	Marzec
Ciepło	$>3,0$				$>2,0$
Komfort	3,0	-3,0	-4,0	-2,0	2,0
	-2,9	-6,9	-8,9	-6,9	-2,9
Chłodno	-3,0	-7,0	-9,0	-7,0	-3,0
	-9,9	-12,9	-14,9	-12,9	-8,9
Zimno	$\leq -10,0$	$\leq -13,0$	$\leq -15,0$	$\leq -13,0$	$\leq -9,0$

Na podstawie tej skali liczono częstość występowania odczucia ciepła w przyjętych przedziałach (tab. 3).

W Suwałkach w listopadzie częstość odczucia ciepła nie jest korzystna dla organizmu człowieka. Ciepło stanowi 2% zaś częstość występowania komfortu jest wyższa i wynosi 17,6%. Natomiast częstość występowania chłodu i zimna wynosi odpowiednio 42,0% i 38,4%. Widzimy więc, że mimo iż wilgotność względna powietrza w chłodnej porze roku nie odgrywa tak zasadniczej roli jak w porze letniej, to wpływa jednak na wzrost częstości ciepła i komfortu. Spadek temperatury w grudniu powoduje wzrost częstości występowania zimna do 40,5%, wzrasta jednak częstość występowania ciepła do 5,1%, co można wytłumaczyć tym, że w grudniu oprócz dni o dużej prędkości wiatru i niskiej temperatury powietrza występują dni z temperaturą powietrza powyżej

0°C i cisze. Częstość występowania komfortu wynosi 15,4%, co w sumie z częstością występowania ciepła daje nam wartość wyższą niż to miało miejsce w listopadzie, odpowiednio 19,6%, w grudniu 20,5%. Tak więc częstość warunków najodpowiedniejszych dla organizmu człowieka, a więc ciepła i komfortu jest większa w grudniu. W porównaniu z listopadem, w grudniu, styczniu i lutym następuje wyraźne pogorszenie warunków odczuwalnych, co w głównej mierze spowodowane jest dawno elementami meteorologicznymi temperaturą powietrza i prędkością wiatru, zaś wilgotność względna powietrza w niewielkim stopniu wpływa na złagodzenie warunków odczucia ciepła. Spadek temperatury, a także wzrost średnich prędkości wiatru, które w listopadzie i grudniu wynosiły odpowiednio: 4,5 m/s i 4,4 m/s do 4,6 m/s w styczniu, przy czym największe prędkości występują z sektora (S, SW, W) od 5,2 m/s do 5,6 m/s wpłynęły na to, że częstość ciepła w styczniu wynosi 1,8%, a częstość komfortu 11,5%, co w sumie daje 13,3%. Natomiast przez pozostałą część miesiąca, czyli przez prawie 87% dni panują warunki niekorzystne, z czego częstość zimna (wg skali M. Baranowskiej temperatura poniżej lub równych -15°) wynosi 46,2%. W lutym następuje dalszy spadek warunków korzystnych (ciepła i komfortu) co spowodowane jest znacznymi spadkami temperatury powietrza, gdyż średnia prędkość wiatru wynosi 4,4 m/s. częstość ciepła wynosi 2,8% a komfortu 9,9%, czyli w sumie 12,7, a przez pozostały okres panują warunki odczucia chłodu i zimna przy czym, częstość zimna przekracza 50%, a więc ponad połowę miesięcy panują niekorzystne warunki odczucia ciepła. W marcu w skutek wzrostu temperatury powietrza, a także większemu zróżnicowaniu wilgotności względnej wzrasta częstość występowania ciepła i komfortu odpowiednio 6,55 i 13,5%, czyli w sumie 20%. Najwyższa jest także częstość zimna 58,4%, co wynika z dużych wahań temperatury powietrza spowodowanych napływem ciepłych lub zimnych mas powietrza z zachodu lub wschodu.

Tabela 3. Częstość (w %) określonych przedziałów odczucia ciepła według temperatury efektywnej (TE)

Stacja		Suwałki	Mikołajki		Suwałki	Mikołajki
Listopad	Ciepło	2,0	11,7	Luty	2,8	10,7
	Kkomfort	17,6	28,8		9,9	19,9
	Chłodno.	42,0	40,8		29,3	37,2
	Zimno	38,4	18,7		58,0	32,1
Grudzień	Ciepło	5,1	20,6	Marzec	6,5	13,7
	Kkomfort	15,4	25,0		13,5	16,1
	Chłodno.	39,0	31,0		21,6	27,8
	Zimno	40,5	23,4		58,4	42,4
Styczeń	Ciepło	1,8	10,5			
	Kkomfort	11,5	23,8			
	Chłodno.	40,5	36,5			
	Zimno	46,2	29,2			

W Mikołajkach w listopadzie częstość występowania ciepła i komfortu jest wyższa niż w Suwałkach i wynosi odpowiednio 11,7% i 28,8%, czyli w sumie warunki korzystne stanowią 40,5%, a więc prawie połowę miesiąca. Natomiast na warunki niekorzystne przypada: na chłód 40,8%, zimno 18,7%. Wyższe częstości ciepła i komfortu przy jednoczesnym zmniejszaniu się udziału zimna spowodowane są lokalizacją stacji w Mikołajkach. Od północno-zachodu znajduje się kompleks Puszczy Piskiej, co w dużej mierze powoduje, że na stacji w porównaniu z innymi stacjami tego terenu,

występują mniejsze średnie prędkości wiatru w listopadzie 3,9 m/s przy 4,5 m/s w Suwałkach. Położenie stacji nad brzegiem jeziora Mikołajewskiego wpływa na wzrost średniej temperatury powietrza. Jeszcze lepsze warunki panują w grudniu, chociaż wzrasta częstość występowania zimna do 23,4% to jednak procentowy udział ciepła wzrasta do 20,6%, zaś nieznacznie obniża się częstość występowania komfortu do 25%. W sumie procentowy udział warunków korzystnych, a więc ciepła i komfortu wynosi 45,6%.

Rozkład podstawowych wskaźników pokrywy śnieżnej

Jak już wspomniano warunki śniegowe odgrywają dużą rolę przy ocenie danego terenu do uprawiania sportu i turystyki zimowej. Jeżeli dany obszar nie ma dobrych warunków śniegowych to mimo urozmaiconej rzeźby terenu nie nadają się do uprawiania narciarstwa. Obszar taki z braku warunków śniegowych nie będzie mógł być wykorzystywany dla sportów i turystyki zimowej. Jak napisano na wstępie województwo suwalskie ma doskonałe warunki fizycznogeograficzne, urozmaiconą rzeźbę terenu, liczne obszary leśne, duży procent jezior. W rozdziale tym zajmiemy się warunkami śniegowymi w województwie suwalskim. W pierwszej części przeanalizowano średnie daty pojawiania się i zanikania pokrywy śnieżnej, w drugiej – grubości pokrywy śnieżnej, a w trzeciej przerw w trwałej pokrywie śnieżnej.

Daty pojawienia się i zanikania pokrywy śnieżnej

Za trwałą pokrywę śnieżną uważamy taką powłokę, która pokrywa całe otoczenie stacji na której śnieg leży nie krócej niż 5 dni w dekadzie i nie znika na dłużej jak na jeden dzień.

W województwie suwalskim pokrywa śnieżna najwcześniej pojawia się w Suwałkach średnio 4 XII, najpóźniej w Piszcu 21 XII. Na pozostałych stacjach pokrywa śnieżna pojawia się 10 XII w Mikołajkach i 12 XII w Gołdapi i Siejniku (tab. 4).

Najdłużej zalega ona w Suwałkach średnio do 20 III, najkrócej zaś w Gołdapi do 10 III. Na pozostałych stacjach pokrywa śnieżna zanika średnio 11 III w Mikołajkach, 13 III Siejniku, zaś 15 III Piszcu. W zestawieniu tego widać, że potencjalny okres zalegania pokrywy śnieżnej najdłuższy jest w Suwałkach 106 dni, najkrótszy zaś w Piszcu 84 dni.

Na podstawie długości zalegania pokrywy śnieżnej, która poza górami zalega na terenie województwa suwalskiego najdłużej w Polsce widzimy, że warunki śniegowe dla uprawiania narciarstwa są dobre, ale przecież nie sam okres zalegania pokrywy śnieżnej wpływa na korzystne warunki dla rozwoju uprawiania narciarstwa. Ważniejsze znaczenie odgrywa grubość pokrywy śnieżnej i jej trwałość.

Przerwy w trwałej pokrywie śnieżnej policzone zostały dla wszystkich stacji badanego obszaru. W każdym miesiącu 10-lecia liczono liczby dni bez pokrywy śnieżnej a następnie wyznaczono częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej.

Przerwy w trwałej pokrywie śnieżnej są jedną z metod badania warunków śniegowych i odgrywają ważną rolę przy planowaniu wyjazdu w okresie którego chcemy uprawiać sporty i turystykę zimową. Niewiele osób wybiera się na narty w listopadzie, kiedy to częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej na prawie wszystkich stacjach przekracza 80%, a w Piszcu i Mikołajkach 90%.

Tabela 4. Częstość występowania (w %) grubości pokrywy śnieżnej w przedziałach < 5cm, 5-10 cm, 10-15 cm, 15-20 cm, > 20 cm

	< 5	5-10	10-15	15-20	> 20	< 5	5-10	10-15	15-20	> 20
	Listopad					Grudzień				
Siejnik	87,7	4,7	0,6	-	-	67,7	18,4	6,4	5,2	2,3
Suwałki	88,7	9,0	2,0	0,3	-	62,2	14,2	6,4	4,6	12,6
Mikołajki	92,6	6,7	0,7	-	-	63,8	20,8	7,6	5,7	2,1
Pisz	98,7	0,3	0,7	0,3	-	67,1	13,9	5,8	8,7	4,5
Gołdap	90,0	8,1	1,5	0,4	-	70,2	17,7	2,8	1,8	7,5
	Styczeń					Luty				
Siejnik	44,8	22,6	8,1	4,5	20,0	41,7	12,7	12,7	8,9	24,0
Suwałki	31,2	34,1	17,2	5,7	11,8	22,3	22,3	12,3	12,7	30,4
Mikołajki	48,5	24,0	7,9	5,7	13,9	37,7	11,0	12,5	8,2	30,6
Pisz	48,4	28,1	9,0	6,4	8,1	54,4	8,9	9,8	9,9	17,0
Gołdap	45,8	29,7	5,0	7,2	12,5	39,8	13,4	9,8	13,0	24,0
	Marzec									
Siejnik	53,9	17,1	7,4	8,1	13,5					
Suwałki	43,5	15,2	8,7	6,8	25,8					
Mikołajki	53,8	7,9	13,6	7,6	17,1					
Pisz	55,8	17,7	8,4	3,6	14,5					
Gołdap	58,1	7,2	3,2	6,5	25,0					

Pewna poprawa występuje w grudniu kiedy częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej wynosi w Suwałkach 47,7% i Gołdapi 53,7%. Najlepsze warunki podobnie jak przy analizie grubości pokrywy śnieżnej występują w styczniu i lutym, w których to miesiącach częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej wynosi w Suwałkach 11,6%, a w Siejniku i Gołdapi około 20%. Niekorzystne warunki panują jedynie na stacji Pisz, gdzie częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej wynosi 35,2%. W lutym najlepsze warunki panują w Suwałkach gdzie częstość przerw wynosi 13,8%. Na pozostałych stacjach wynosi na 25-30%. W marcu następuje pogorszenie warunków śniegowych, co związane jest z zanikaniem pokrywy śnieżnej w drugiej połowie miesiąca. Częstość występowania przerw w trwałej pokrywie śnieżnej waha się w marcu od 37,8% w Suwałkach do 48,8% w Mikołajkach. Podsumowując rozdział o pokrywie śnieżnej należy stwierdzić że najlepsze warunki śniegowe panują w drugiej połowie grudnia, styczniu, lutym i pierwszej połowie marca. Natomiast jeśli chodzi o stacje to wyróżniająca się pod względem warunków śniegowych jest stacja w Suwałkach posiadająca najlepsze warunki do uprawiania sportów i turystyki zimowej.

Takie stacje jak Siejnik, Gołdap, Mikołajki mają podobne warunki śniegowe, gorsze od stacji Suwałki, jednak wyraźnie lepsze od Pisz. Patrząc na mapę rozmieszczenia stacji meteorologicznych da się zauważyć, że najlepsze warunki śniegowe występują w północno-wschodniej części województwa suwalskiego, a najgorsze w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich (tab. 5).

Tabela 5. Częstość (w %) przerw w trwałej pokrywie śnieżnej (*a* – pokrywa śnieżna, *b* – brak pokrywy śnieżnej)

	Listopad		Grudzień		Styczeń		Luty		Marzec	
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
Siejnik	17,0	83,0	41,0	59,0	80,3	19,7	68,2	31,8	58,1	41,9
Suwałki	24,7	75,3	52,3	47,7	88,4	11,6	86,2	13,8	62,2	37,8
Pisz	7,8	92,2	36,8	63,2	64,8	35,2	74,1	25,9	53,1	46,9
Gołdap	17,2	82,8	46,3	53,7	80,7	19,3	75,2	24,8	47,3	52,7
Mikołajki	9,2	90,8	45,9	54,1	78,2	21,8	64,8	35,2	51,2	48,8

Próba regionalizacji województwa suwalskiego w oparciu o wskaźniki bioklimatyczne i walory sportowo turystyczne

W pracy określono warunki odczuwalne województwa suwalskiego w chłodnej porze roku na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej oraz oceniono przydatność tego terenu dla sportu i turystyki zimowej. Charakterystyka warunków fizyczno-geograficznych przedstawiona na początku pozwoliła lepiej poznać budowę geologiczną, ukształtowanie powierzchni, wody szatę roślinną, świat zwierzęcy oraz klimat województwa suwalskiego. Duże zróżnicowanie ukształtowania terenu, liczne jeziora, duże kompleksy leśne z licznymi rezerwatami przyrodniczymi i krajozrazowymi, charakterystyczny dla tego obszaru klimat sprawiający iż województwo suwalskie jest atrakcyjnym terenem turystycznym. W sezonie letnim obszar ten głównie dzięki licznym jeziorom, był już od dawna zagospodarowany turystycznie. Gorzej przedstawia się sprawa z okresem zimowym, a ponieważ i w tym czasie województwo suwalskie dzięki dużemu urozmaiceniu rzeźby terenu i klimatowi, który charakteryzuje się najniższymi poza górami temperaturami powietrza i najdłuższym okresem zalegania pokrywy śnieżnej może się stać terenem sportu i turystyki zimowej.

Obszar północnowschodni województwa ma najkorzystniejsze warunki śniegowe, przy czym najlepiej pod tym względem jest w Suwałkach. Większe zróżnicowanie otrzymano przy analizie warunków odczuwalnych, którą przeprowadzono na podstawie wskaźnika surowości klimatu Bodmana i temperatury efektywnej. Lokalizacja stacji w Suwałkach i Siejniku, na otwartym terenie sprawiła, iż na stacjach tych nie korzystnie występują warunki odczuwalne. Częstość występowania optimum według wskaźnika surowości klimatu Bodmana oraz ciepła i komfortu na podstawie temperatury efektywnej była bardzo mała. Wpływ na to miały większe prędkości wiatru na tych stacjach. Średnie prędkości wiatru wynosiły tu w listopadzie 4,7 m/s w Siejniku i 4,5 m/s w Suwałkach, w grudniu 4,8 m/s w Siejniku i 4,4 m/s w Suwałkach. Największe prędkości wiatru występowały w styczniu 4,9 m/s w Siejniku i 4,6 m/s w Suwałkach. W lutym i marcu następował spadek prędkości wiatru do 4,8 m/s w Siejniku i 4,4 m/s w Suwałkach. Dla porównania w Gołdapi średnia prędkość wiatru wynosiła w listopadzie 3,5 m/s, w grudniu 3,2 m/s, w styczniu 3,2 m/s, a w lutym i marcu 3,4 m/s, w Pisz średnia prędkość wiatru była jeszcze niższa w listopadzie i grudniu 2,6 m/s, w lutym 2,9 m/s, a w marcu 2,8 m/s, a w Mikołajkach średnia prędkość wiatru wynosiła 3,9 m/s w listopadzie 3,7 m/s w grudniu 3,5 m/s w styczniu, lutym i marcu.

Niekorzystne warunki odczuwalne w Siejniku i Suwałkach przy licznych walorach fizyczno-geograficznych i śniegowych sprawiają, iż obszar ten na miejsce wczasów powinni wybierać ludzie przystosowani do surowych warunków odczucia, zahartowani nie cierpiący na schorzenia dróg oddechowych i wady serca. Przeciwnieństwem jest

obszar Gołdapi charakteryzujący się dobrymi warunkami śniegowymi, a także najlepszymi na terenie województwa suwalskiego warunkami odczucia ciepła. Dobre warunki śniegowe i odczucia ciepła, a także duża atrakcyjność turystyczna sprawiają że miasto to w pełni nadaje się na bazę rozwoju sportu i turystyki zimowej na terenie województwa suwalskiego. Trzeci rejon o dobrych warunkach odczuwalnych, lecz gorszych śniegowych do Pisz i Mikołajki. Ze względu jednak na położenie tych stacji w urozmaiconym terenie, a dużej liczbie jezior i lasów, licznych zabytkach, pomnikach przyrody i rezerwatach, pomimo gorszych warunków śniegowych obszar ten w pełni nadaje się na turystykę narciarską. Organizowanie rajdów narciarskich w połączeniu ze zwiedzaniem zabytków tego terenu przyczynić się może do lepszego poznania historii i współczesnego rozwoju tych ziem.

Sport i turystyka zimowa wiąże się z dłuższym przebywaniem na świeżym powietrzu, dlatego też ważne jest poznanie rozkładu dni pogodnych i pochmurnych na obszarze województwa suwalskiego. Za dzień pogody przyjęto taki, w którym średnie zachmurzenie nie przekracza 20%. W listopadzie liczba dni pogodnych wynosi około 1 dnia. Jest to liczba najmniejsza w ciągu całego roku. Północno-zachodni i centralny obszar województwa ma mniej niż 1 dzień pogody. W grudniu dni pogodne występują częściej niż w listopadzie (około 1-3 dni) przy czym największą liczbę dni pogodnych ma obszar północno-zachodni (2-3 dni) a najmniej notuje się na Pojezierzu Suwalskim (poniżej 1 dnia). W styczniu największą liczbę dni pogodnych ma Pojezierze Elckie (ponad 4 dni), najmniej okolice Pisz (poniżej 1 dnia). W lutym na całym obszarze liczba dni pogodnych spada poniżej 2, a najmniejszą liczbą dni pogodnych charakteryzuje się obszar pomiędzy Piszem i Elkiem (mniej niż 1 dzień). W marcu występuje pod tym względem poprawa. Największą liczbę dni pogodnych notuje się w okolicach Giżycka, ponad 7 a najmniej (poniżej 4 dni) na obszarze Jeziora Śniardwy i Puszczy Pińskiej oraz Pojezierza Suwalskiego. Widzimy więc, że miesiące charakteryzujące się dużą liczbą dni pogodnych to marzec, grudzień i styczeń. Za dzień pochmurny przyjęto taki, w którym średnie zachmurzenie przekracza 80%. W listopadzie liczba dni pochmurnych waha się od 19 na zachodzie do 22 w okolicach Suwałk. Podobnie przedstawia się sytuacja w grudniu. w okolicach Suwałk liczba dni pochmurnych wynosi ponad 23 dni, a na północnym-zachodzie poniżej 20 dni. W styczniu w okolicach Suwałk notuje się 21 dni pochmurnych, a w okolicach Wielkich Jezior poniżej 19 dni. W lutym nadal najwięcej dni pochmurnych ma północno-wschodnia część województwa suwalskiego oraz okolica Pisz (17-18), a najmniej obszar Jeziora Mamry oraz centralna część województwa (15-16 dni). W marcu następuje wyraźny spadek liczby dni pochmurnych (około 10-14 dni) jedynie w okolicach Suwałk powyżej 14 dni.

W całym badanym okresie najwięcej dni pochmurnych występuje w okolicy Suwałk, a najmniej w północno-zachodniej i centralnej części województwa. Z analizy tej wynika, że województwo suwalskie ma dogodne warunki i to zarówno fizycznogeograficzne, śniegowe jak i bioklimatyczne, aby stać się jednym z głównych potentatów w dziedzinie sportu i turystyki zimowej. Nie chodzi tu o sport wyczynowy, chociaż i taki ma pewne szanse rozwoju, ale o sport masowy: organizowanie kolonii i wczasów zimowych połączonych z uprawianiem sportów narciarskich i saneczkowych. Aby jednak województwo suwalskie znalazło się w czołówce regionów, gdzie sport i turystyka zimowa odgrywa dużą rolę, zachodzi konieczność licznych inwestycji (budowa wyciągów narciarskich, przygotowanie szlaków turystyki narciarskiej, stoków do uprawiania narciarstwa i saneczkarstwa, rozwój bazy noclegowej.

7.5. Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa

Autor: Joanna BERES

Opiekun naukowy: Bożena KICIŃSKA

Wprowadzenie

Żeglarstwo jest coraz bardziej popularną dyscypliną sportu. Rozwija się ono dynamicznie zwłaszcza w ostatnich latach. Spowodowane jest to łatwiejszym dostępem do sprzętu oraz zmianą przepisów żeglarskich w 1997 roku, dzięki której żeglarze uzyskali większe uprawnienia, dotyczące możliwości pływania na większym obszarze oraz pozwolenia na używanie większej powierzchni żagli.

Duży wpływ na uprawiania żeglarstwa mają, warunki atmosferyczne. Wynika z tego potrzeba szczegółowego rozpoznania klimatu regionów, do których co roku przybywają tysiące miłośników spędzania wakacji pod żaglami.

W Polsce regionami szczególnie popularnymi wśród żeglarzy są, pojezierza Polski Północno-Wschodniej. Dotychczasowe prace z zakresu klimatologii dotyczące tego obszaru przedstawiają ogólny opis klimatu regionu, bez ukierunkowania go na potrzeby żeglarzy. Istnieją również prace z zakresu turystyki kwalifikowanej, omawiające zagadnienia związane z żeglarstwem oraz fachowa literatura marynistyczna, marginesowo traktujące zagadnienia klimatu lub zupełnie pomijające te kwestie. Brak jest niemal opracowań podejmujących wspomniane tematy jednocześnie.

Istnieje więc potrzeba opracowań, które przedstawiałyby ocenę warunków klimatycznych pojezierzy pod kątem potrzeb żeglarstwa. Praca ta jest próbą wypełnienia tej istotnej luki w literaturze. Dokonano w niej oceny klimatu największego i najbardziej popularnego w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich jeziora Śniardwy. Ponieważ dla żeglarzy szczególne znaczenie mają warunki wiatrowe, podstawą oceny była analiza zmian kierunku i prędkości wiatru w okresie od maja do września, przyjętym za sezon żeglarski.

W pracy wykorzystano dane z pięciolecia 1986-1990 ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach, położonej w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora. Za główny cel pracy uznano opracowanie klasyfikacji warunków wiatrowych: korzystnych, średni o korzystnych i niekorzystnych z punktu widzenia żeglarzy oraz stworzenie kalendarza, obrazującego zmiany udziału warunków wiatrowych zaliczanych do poszczególnych klas w ciągu sezonu żeglarskiego.

Klasy korzystności warunków wiatrowych zostały wydzielone na podstawie kryterium prędkości wiatru jako elementu decydującego o możliwości uprawiania żeglarstwa, a często o jego bezpieczeństwie. Podział został dokonany z uwzględnieniem doświadczenia żeglarskiego autorki i dostosowany do przeciętnych umiejętności trzech grup żeglarzy: początkujących, mających pewne doświadczenie (amatorów) oraz zaawansowanych (profesjonalistów).

Uwzględniając tak sporządzoną, klasyfikację opracowano kalendarz przedstawiający udział warunków zaliczonych do poszczególnych klas korzystności warunków wiatrowych w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego. Kalendarz taki może służyć przy wyborze odpowiedniego terminu pływania w zależności od indywidualnych umiejętności różnych żeglarzy. Ponieważ w planowaniu rejsu istotne znaczenie ma nie tylko informacja na temat prędkości wiatru ale także jego kierunku, dodatkowo opracowano kalendarz prawdopodobieństwa występowania nad Śniardwami poszczególnych typów warunków wiatrowych. Przy wydzieleniu tych typów uwzględniono nie tylko prędkości wiatru ale także jego kierunek.

Oprócz szczegółowej charakterystyki warunków wiatrowych, w pracy szerzej zostały przedstawione również typowe sytuacje pogodowe mające istotne znaczenie dla żeglarzy jako mogące utrudnić żeglugę lub nawet stanowić zagrożenie bezpieczeństwa żeglarzy.

Materiały źródłowe i metody ich opracowania

W niniejszym opracowaniu dokonano oceny klimatu jeziora Śniardwy pod kątem potrzeb żeglarstwa. Na podstawie analizy temperatury powietrza oraz długości zalegania pokrywy lodowej i śnieżnej na Pojezierzu Mazurskim określono warunki odpowiednie do uprawiania żeglarstwa na Śniardwach na okres od maja do września. Nazwano go sezonem żeglarskim.

Oceny klimatu jeziora Śniardwy dokonano głównie na podstawie analizy zmian prędkości i kierunku wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach, należącej do sieci stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Wykorzystano dane z pięciolecia 1986-1990. O wyborze tej stacji zadecydowało jej położenie w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora Śniardwy (rys. 1).



Rys. 1. Jezioro Śniardwy

Analizie poddano codzienne wyniki pomiarów kierunku i prędkości wiatru wykonywanych co 3 godziny w terminach 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 GMT. Pomiary dokonywane były za pomocą wiatromierza Wilda, który znajdował się na wysokości 12 m n.p.g. Były one dokonywane z dokładnością do 16 kierunków, a następnie sprowadzane do 8 podstawowych.

W celu sprawdzenia reprezentatywności stacji w Mikołajkach dla jeziora Śniardwy, 4 i 5 czerwca 2000 r. dokonano badań terenowych, obejmujących pomiary kierunku i prędkości wiatru na brzegach jeziora. Wyniki tych badań porównano z wynikami ob-

serwacji prowadzonych na stacji w Mikołajkach (rys. 2). Punkty pomiarowe założono na poszczególnych odcinkach brzegu jeziora. Były to:

- na wschodzie: Nowe Guty (rys. 3),
- na południu: Szeroki Ostrów (rys. 4),
- na zachodzie: Niedźwiedzi Róg oraz Popielno (rys. 5-6),
- na północy: Dziubiele (rys. 7).

Pomiary dokonywane były za pomoc anemometrów cyfrowych, na wysokości 1,5 m n.p.g. w godzinach 8.00-20.00 (co godzinę). Ze względu na przeszkody techniczne na dwóch stacjach odbyły się tylko pomiary jednodniowe, na pozostałych zaś dwudniowe.

Lokalizacja punktów pomiarowych



Rys. 2. Mikołajki



Rys. 3. Nowe Guty



Rys. 4. Szeroki Ostrów



Rys. 5. Niedźwiedzi Róg



Rys. 6. Popielno



Rys. 7. Dziubiele

Rys. 2. Lokalizacja punktów pomiarowych w dniach 4-5 06 2000 r. (skala 1:28 000)

Stacja meteorologiczna w Mikołajkach ($\varphi = 53^{\circ}47' N$, $\lambda = 21^{\circ}35'$, $h = 130$ m n.p.m., rys. 2). Mikołajki leżą na północno-wschodnim brzegu jeziora Mikołajskiego, stanowiącego północną, odnogę jeziora Śniardwy. Jezioro Mikołajskie położone jest w rymnie polodowcowej. Jego brzegi są strome i wysokie. Stwarza to dobre warunki do tworzenia się tzw. efektu tunelowego. Kierunek misy jeziornej (północ-zachód – południo-wschód) wpływa na zwiększoną częstość wiatru z kierunków: północno-zachodniego oraz zachodniego. Można też oczekiwać, że wiatr wiejący z tych kierunków może osiągać większą prędkość od wiatru wiejącego w poprzek rymny jeziornej. Elementy te należy uwzględnić w analizie warunków anemologicznych tego obszaru. Stacja meteorologiczna w Mikołajkach znajduje się w odległości około 4 km na północ-zachód od jeziora Śniardwy. Siedziba stacji zlokalizowana jest na południo-wschód od miasta. Na zachód od ogródka meteorologicznego znajduje się wysoka, około 20-metrowa skarpa, schodząca w dół do jeziora. W odległości 200 m na północ-zachód znajdującą niskie zabudowania ośrodka wczasowego.

Punkty pomiarowe założone w czasie serii obserwacyjnej w czerwcu 2000 roku

- Punkt 1 – Nowe Guty (rys. 3, wschodni brzeg jeziora). Punkt pomiarowy zlokalizowany był na piaszczystym terenie w odległości 3 m od brzegu jeziora w południowej części wsi Nowe Gut y. Teren był otwarty. Stanowisko pomiarowe zlokalizowane było w odległości 250 m na południo-zachód od najbliższych zabudowań. Przez wieś prowadzi droga asfaltowa. Punkt pomiarowy znajdował się w odległości 25 m od niej.
- Punkt 2 – Szeroki Ostrów (rys. 4., północno-zachodnia część wyspy Szeroki Ostrów, południowa część jeziora). Punkt założony został na porośniętej trawą skarpie na wysokości około 20 m nad powierzchnią, jeziora. Znajdował się w odległości 25 m (od strony północno-zachodniej) od drzew porastających krawędź skarpy schodzącej do jeziora. W odległości 70 m na północ-wschód od stanowiska pomiarowego znajdował się las sosnowy, na południo-wschód zaś (w odległości około 100 m) – las aka-

cyjowy. Punkt znajdował się w odległości 10 m od brzegu jeziora, na skraju drogi polnej.

- Punkt 3 – Niedźwiedzi Róg (rys. 5, południowy brzeg jeziora Śniardwy). Punkt zlokalizowany został na południe od miejscowości Niedźwiedzi Róg w sąsiedztwie pola namiotowego, na drewnianym pomoście, wysuniętym 42 m w głąb jeziora. Od strony północno-zachodniej i południowo-wschodniej stanowisko pomiarowe otaczała niska roślinność szuwarowa, sięgająca około 1 m wysokości. Pole namiotowe otaczał las sosnowy, wchodzący w skład Puszczy Piskiej.
- Punkt 4 – Popielski Róg (rys. 6., zachodni brzeg jeziora Śniardwy). Punkt zlokalizowany był na zachodnim brzegu jeziora, na północ od stacji Instytutu Doświadczalnego Genetyki i Hodowli PAN w Popielnie, w niedalekiej odległości od przesmyku, łączącego Śniardwy z jeziorami: Mikołajskim oraz Beldany. Punkt założony został na końcu betonowego nadbrzeża, przeznaczonego do cumowania jachtów. Osłonięty był z każdej strony niską roślinnością szuwarową, sięgającą około 1 m wysokości. Punkt znajdował się w znacznej odległości od najbliższych drzew.
- Punkt 5 – Dziubiele (rys. 7, północny brzeg jeziora). Punkt założony został na porośniętym trawą, północnym brzegu Śniardw na skarpie, zwanej Dziubielskie Góry, na wysokości 30 m nad powierzchnią jeziora, w odległości 1 km na południo-zachód od Dziubiele. Teren był otwarty. Najbliższe drzewa znajdowały się w odległości aż 1,5 km na zachód od wyznaczonego stanowiska. Punkt pomiarowy znajdował się w odległości 75 m od brzegu jeziora (w końcowym odcinku polnej drogi).

Metody opracowań

W niniejszym opracowaniu wykorzystano dane dotyczące kierunku i prędkości wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990 w okresie od 1 maja do 30 września, nazwanym wcześniej sezonem żeglarskim.

W celu ukazania zróżnicowania czasowego kierunku napływu powietrza nad Śniardwy wyznaczono częstość występowania każdego z kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach, dekadach i terminach obserwacyjnych. Uwzględniono także liczbę przypadków cisz.

Obliczono również średnie wartości prędkości wiatru, charakteryzujące kolejne miesiące, dekady i terminy obserwacyjne, uwzględniając przy tym poszczególne kierunki wiatru.

Aby potwierdzić prawidłowości stwierdzone w badanym pięcioleciu 1986-1990 na stacji meteorologicznej w Mikołajkach porównano uzyskane wyniki z wnioskami opisanymi w pracy B. Sienkiewicz (1978), dotyczącymi kierunku i prędkości wiatru w piętnastoleciu 1951-1990 na tej samej stacji.

W celu stwierdzenia trafności wyboru stacji w Mikołajkach dla oceny warunków wiatrowych panujących na Śniardwach porównano dane z tej stacji z 4 i 5 czerwca 2000 r. z wynikami obserwacji prowadzonych w tym samym czasie w pięciu punktach pomiarowych założonych bezpośrednio na brzegu jeziora.

W analizie wyników tej serii obserwacyjnej przyjęto założenie, że kierunki wiatru obserwowanego na stacji w Mikołajkach oraz w danym punkcie pomiarowym są zgodne, jeżeli różnica między nimi nie przekraczała 45° . Uznano, że niewielkie różnice w kierunku wiatru stwierdzonym w obydwu tych punktach są możliwe i wynikają przede wszystkim z czynników lokalnych (rysów rzeźby lub pokrycia terenu), oraz z dokładności wykonywania pomiarów, związanej ze stosowaniem innego rodzaju sprzętu pomiarowego. Na stacji meteorologicznej pomiary wykonuje się bowiem za

pomocą, wiatromierza Wilda, natomiast podczas pomiarów terenowych używane były anemometry cyfrowe. Ponadto wiatromierz stacyjny znajdował się na innej wysokości niż anemometry używane na punktach pomiarowych.

Aby określić warunki wiatrowe odpowiednie dla poszczególnych grup żeglarzy (początkujących, mających pewne doświadczenie (amatorów), zaawansowanych (profesjonalistów) opracowano trójstopniową klasyfikację korzystności warunków wiatrowych. Szersze omówienie podstaw tej klasyfikacji zawiera podrozdział 5.

Określono udział przypadków wystąpienia warunków wiatrowych zaliczonych do poszczególnych klas korzystności w sezonie żeglarskim oraz w kolejnych jego dekadach.

Wyznaczono też prawdopodobieństwo pojawienia się w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego różnych typów warunków wiatrowych, określonych przez wystąpienie danego kierunku wiatru i określonej jego prędkości. Prawdopodobieństwo to zostało obliczone według wzoru:

$$\frac{n_{kier+klas}}{n_{kier}} \cdot \frac{n_{kier}}{n_{og}}$$

gdzie: $n_{kier+klas}$ – liczba przypadków wystąpienia danej klasy warunków wiatrowych przy danym kierunku wiatru, n_{kier} – ogólna liczba przypadków wystąpienia danego kierunku wiatru, n_{og} – ogólna liczba obserwacji.

Wyróżnienie klas warunków korzystnych i niekorzystnych na podstawie prędkości wiatru

W polskiej literaturze brak fachowego opracowania umożliwiającego określenie warunków korzystnych i niekorzystnych dla potrzeb żeglarstwa. Istnieje wiele prac poświęconych poszczególnym aspektom tego zagadnienia jak np. oceny atrakcyjności jeziora, pojemności turystycznej danego szlaku. Prace te oparte są, jednak na subiektywnej ocenie, najczęściej wizualnej, która nie może stać się podstawą do obiektywnego oszacowania przydatności warunków naturalnych dla żeglarstwa.

Poszczególne elementy meteorologiczne, jak promieniowanie, temperatura i wilgotność powietrza, parowanie, zachmurzenie, opady atmosferyczne, widzialność oraz wiatr mają, wpływ na uprawianie żeglarstwa. Niewątpliwie jednak największe wśród nich znaczenie należy przypisać wiatrowi, który jest zarówno warunkiem koniecznym do uprawiania tego sportu, jak i (w pewnych warunkach) największym zagrożeniem dla żeglarzy.

Na podstawie prędkości wiatru możliwe jest stworzenie najbardziej obiektywnej oceny trudności warunków atmosferycznych oraz ich korzystności lub niekorzystności dla uprawiania żeglarstwa. Jest ona jedynym kryterium określającym potencjalne możliwości każdej jednostki manewrowej. W karcie rejestracyjnej każdego jachtu określa się maksymalną prędkość wiatru, podczas której jacht jest zdolny do manewrowania i jednocześnie nie jest zagrożone jego bezpieczeństwo.

Na podstawie obserwacji zachowania się ożaglowania statku w XIX w. została stworzona 13-stopniowa skala Beauforta. Następnie każdy stopień tej skali opisano podając dokładny opis powierzchni morza, później zaś powierzchni jeziora śródlądowego.

W pracy wprowadzono trójstopniową klasyfikację korzystności warunków dla uprawiania żeglarstwa (tab. 1). Opracowując ją wyróżniono warunki: korzystne, średnio korzystne oraz niekorzystne.

Tabela 1. Klasy korzystności warunków wiatrowych

Klasy		Stopień Beauforta (°B.)	Prędkość wiatru [m/s]
Korzystna		1	0,3-1,5
		2	1,6-3,3
Średnio korzystna		3	3,4-5,4
		4	5,5-7,9
Niekorzystna	Wiatrowa	5	8,0-10,7
	Bezwietrzna	0	0,0-0,2

Klasy wydzielono na podstawie oceny umiejętności żeglarskich oraz znajomości stopnia trudności prowadzenia jachtu kabinowego (mieczowo-balastowego, o średniej długości 7 m) w określonych warunkach wiatrowych.

Do klasy **warunków korzystnych** zaliczono warunki, w których siła wiatru nie przekracza 2°B (prędkość 3,3 m/s). Pływanie jest wtedy bezpieczne dla każdego żeglarza. Nawet początkujący są, w stanie poradzić sobie z prowadzeniem jachtu. Dodatkowo sprzyjające jest stosunkowo niewielkie rozfalowanie powierzchni jeziora – stan wody 2. Jednocześnie wiatr jest na tyle silny, że ułatwia jednostce manewrowej poruszanie się.

Stan wody, określane według skali Pedersena, oznacza stopień rozfalowania powierzchni wodnej (Głowacki, 1979). Powietrze uderzając w taflę wody wprawia ją w ruch, powodując rozfalowanie. Im zjawisko to jest bardziej długotrwałe, tym dłuższy jest czas potrzebny na uspokojenie rozfalowania. Oceny stanu wody dokonuje się wizualnie poprzez określenie długości i wysokości fali, następnie przypisując odpowiednio stopień w skali Pedersena.

Zazwyczaj podczas takich warunków na jeziorze można zaobserwować wiele jachtów, co stwarza równie większe prawdopodobieństwo kolizji. Są to jednak przypadki sporadyczne, gdyż warunki wiatrowe nie powodują zagrożeń, tj. nadmiernej prędkości jachtu, przechyłu lub utracenia zdolności manewrowej.

Warunki średnio korzystne, określone na 3-4°B (prędkość 3,4-7,9 m/s), są już trudniejsze. Uprawianie żeglarstwa możliwe jest tylko dla osób, które posiadają większe kwalifikacje i doświadczenie, potwierdzone patentem żeglarskim. Przy tej sytuacji konieczna jest do prowadzenia żaglówki fachowa wiedza o manewrowaniu jachtem, sposobie doboru ożaglowania odpowiednio do siły wiatru, zachowaniu środków bezpieczeństwa w razie kolizji bądź wywrotki, umiejętności prowadzenia jachtu podczas większego rozfalowania wody oraz umiejętności podejścia do nadbrzeża (kei) i zaciemowania.

Tak wiele wymagań sprawia, że przy opisanych warunkach wiatrowych zmniejsza się liczba jachtów na jeziorze. Nieumiejętna ocena własnych możliwości odpowiednio do prędkości wiatru doprowadza często do niebezpiecznych wypadków.

Warunki niekorzystne podzielono ją na dwie podgrupy: wiatrów oraz bezwietrzną. Inne są, bowiem trudności w prowadzeniu jachtu podczas silnych wiatrów, inne zaś podczas ciszy, kiedy to jacht nie ma zdolności przesuwania się w zatłoczonym kierunku. Do pierwszej z podgrup zaliczono wiatr o sile 5°B (prędkość 8,0-10,7 m/s) lub większej. Ciszę, tzw. flautę, podczas której uprawianie żeglarstwa nie jest możliwe, zaliczono do klasy warunków niekorzystnych bezwietrznych.

W sytuacji, gdy prędkość wiatru przekracza 5°B (prędkość powyżej 10,7 m/s) zdolność prowadzenia jachtu jest ograniczona ze względu na duże rozfalowanie powierzchni jeziora (stan wody 4). Bardzo istotna jest w takich przypadkach również znajomość

zachowania danej jednostki w określonych warunkach oraz posiadanie większych kwalifikacji żeglarskich w celu odpowiedniego prowadzenia jachtu oraz uniknięcia wypadku.

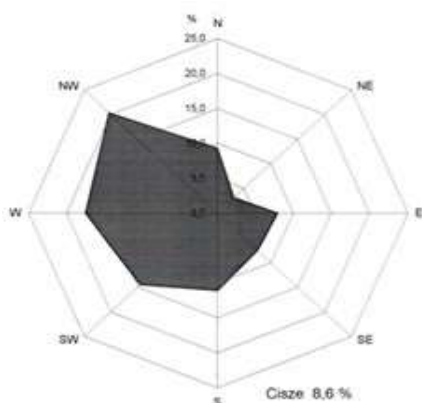
Przyjęta w pracy trójstopniowa klasyfikacja stała się podstawą do wyznaczenia kalendarza klas korzystnych, średnio korzystnych i niekorzystnych do uprawiania żeglarstwa na Śniardwach.

Średnia częstość kierunków wiatru i jego prędkość nad Śniardwami w sezonie żeglarskim

Wiatr w istotny sposób określa warunki uprawiania żeglarstwa. Z tego powodu w niniejszej pracy podjęto analizę zmian kierunku i prędkości wiatru w sezonie żeglarskim na jeziorze Śniardwy. W najbliższym sąsiedztwie jeziora, w Mikołajkach, znajduje się stacja meteorologiczna. Dokonano analizy danych, charakteryzujących warunki anemologiczne na tej stacji w pięcioleciu 1986-1990, uwzględniając okres od maja do września, nazwany wcześniej sezonem żeglarskim. Pomiar kierunku i prędkości wiatru w Mikołajkach dokonywane były wiatromierzem Wilda co 3 godziny. Liczba dokonanych obserwacji wynosiła 6120, w tym po 1240 obserwacji przypadało na maj, lipiec i sierpień oraz po 1200 na czerwiec i wrzesień. Tak szczegółowe dane pozwoliły na określenie prawidłowości charakteryzujących warunki klimatyczne okolic jeziora Śniardwy.

Kierunek wiatru

W badanych miesiącach okresu 1986-1990 w Mikołajkach zaznaczyła się przewaga wiatrów z sektora zachodniego, szczególnie północno-zachodniego i zachodniego (rys. 8). Udział wiatrów z tych kierunków wynosił odpowiednio 20,4% i 17,5%. Często występował także wiatr południowo-zachodni, który stanowi 14,5% wszystkich pomiarów. Najrzadziej występował wiatr północno-wschodni, którego udział w badanym okresie wynosi 3,1%. Ciszę stanowiły 8,6% wszystkich obserwacji.



Rys. 8 Częstość kierunków wiatru i cizy w sezonie w Mikołajkach (1986-1990)

Przewaga wiatrów zachodnich, jak już wspomniano, stanowi charakterystyczny rys klimatu Polski, w tym jej północno-wschodniej części. Przyczynia się do niej silniejszy latem rozwój Wyżu Azorskiego, którego klin sięga nieraz nad obszar Polski. Słabszy

w tej porze roku jest Niż Islandzki, z którym związane są rodziny niżów, wędrujące ku wschodowi.

Przemieszczającym się niżom towarzyszy cyrkulacja południowa (na zachodzie ostatniego ośrodka cyklonalnego) oraz północna (na wschodzie pierwotnego ośrodka niżowego). Związane jest to z towarzyszącymi rodzinom niżowym ośrodkami antycyklonalnymi, tzw. „zamykającymi”, blokującymi swobodny przepływ powietrza w kierunku równoleżnikowym (Okołowicz, 1969).

Zmiany częstości kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach sezonu żeglarskiego

Częstości kierunków wiatru w poszczególnych miesiącach sezonu żeglarskiego potwierdza prawidłowości charakterystyczne dla Polski północno-wschodniej.

W maju przeważały wiatry północno-zachodnie oraz północne. Łączny udział wiatru z sektora północnego wynosi ponad 45% (tab. 2-3). Częsty napływ mas powietrza z tego sektora jest, jak wspomniano, typowy w Polsce wiosną. Często są to napływające z północy masy powietrza arktycznego, przynoszące znaczne ochłodzenie.

Udział napływu powietrza z pozostałych kierunków był wyrównany i wynosił po około 10% wszystkich obserwacji. Warto zwrócić uwagę na relatywnie dużą aktywność wiatrów z sektora wschodniego (niemal 25% obserwacji). Częstsze ich występowanie związane było prawdopodobnie z osłabieniem cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem, typowym dla przejściowych pór roku.

Stwierdzono większy w ciągu całego dnia udział wiatrów zachodnich i północno-zachodnich. Wynosi on powyżej 15%. W godzinach dziennych (9, 12, 15) duży udział wiatru z tych kierunków może wskazywać na występowanie bryzy dziennej

O godzinie 18⁰⁰ udział wiatru zachodniego spadł do 12,9%, co mogłoby świadczyć o zmianie kierunku bryzy z dziennej na nocny. W godzinach nocnych i porannych (21, 0, 3, 6) zaobserwowano niewielki wzrost udziału wiatru południowo-wschodniego, co mogłoby świadczyć o występowaniu bryzy nocnej, lecz nie był on wyraźny. W podobnej porze doby (godz. 0, 3, 9) można było również zaobserwować wzrost udziału wiatru południowo-zachodniego, którego udział wynosił około 18%.

Tabela 2. Częstość kierunku wiatru i ciszy (%) w miesiącach sezonu żeglarskiego w Mikołajkach (1986-1 990)

Miesiąc	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
V	14,0	7,4	8,0	9,0	9,9	8,5	11,0	23,9	8,2
VI	12,0	3,2	10,7	6,6	9,6	7,8	14,6	26,8	8,8
VII	9,5	1,5	10,0	4,4	9,8	15,2	20,6	21,2	7,7
VIII	4,4	1,7	77,3	9,6	13,6	18,5	21,2	14,6	9,1
IX	6,7	1,4	3,9	7,9	12,8	22,7	19,9	15,7	9,0
Sezon	9,3	3,1	8,0	7,5	11,1	14,5	17,5	20,4	8,6

Tabela 3. Częstość kierunków wiatru i ciszy (%) w różnych porach doby w sezonie żeglarskim w Mikołajkach (1986-1990)

Godz.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
0	8,1	2,5	5,1	7,7	11,1	16,3	15,8	20,2	13,2
3	8,5	2,6	5,2	6,8	10,3	18,2	16,6	18,2	13,6
6	6,8	3,0	8,0	10,3	9,8	18,6	18,9	17,0	7,6
9	9,5	2,9	12,4	8,5	12,4	12,4	21,4	17,1	3,4
12	9,3	4,1	10,2	6,7	12,2	13,2	19,6	22,2	2,5
15	11,0	3,4	10,1	6,1	11,6	12,0	18,6	23,1	4,1
18	11,9	3,9	7,3	7,6	10,2	11,5	12,9	23,2	11,5
21	9,5	2,1	5,5	6,4	11,5	13,9	16,1	22,2	12,8

Analiza wykazała pewne zmiany średniej prędkości wiatru, charakteryzującej poszczególne jego kierunki w ciągu sezonu żeglarskiego (tab. 4). Średnia miesięczna prędkość wiatru w maju była najwyższa w sezonie żeglarskim i wynosiła 2,8 m/s. W tym miesiącu silne okazały się szczególnie wiatry: północno-wschodni, wschodni, południowy oraz zachodni. Ich średnia prędkość przekraczała 3,0 m/s. W czerwcu, lipcu i sierpniu średnia prędkość wiatru była wyraźnie mniejsza niż w maju i wynosiła 2,3-2,4 m/s. W czerwcu najsilniejszy był wiatr południowy (średnia prędkość 3,0 m/s), w lipcu wschodni (średnia prędkość 3,2 m/s), w sierpniu północno-zachodni (średnia prędkość 2,9 m/s). Mniejsze wartości średniej prędkości wiatru latem tłumaczyć można tym, że prędkość przemieszczania się mas powietrza w kierunku poziomym zmniejszają wówczas prądy konwekcyjne, rozwijające się często nad nagrzaną powierzchnią lądową.

Tabela 4. Średnia prędkość wiatru w miesiącach sezonu żeglarskiego w Mikołajkach przy różnych kierunkach adwekcji (1986-1990)

Miesiąc	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Średnia	Największa
V	2,8	3,2	3,2	2,8	3,0	2,8	3,1	2,8	2,7	9,0
VI	2,5	1,6	2,8	2,6	3,0	2,4	2,5	2,8	2,4	8,0
VII	2,1	1,8	3,2	2,4	2,7	2,5	2,6	2,3	2,3	9,0
VIII	2,1	1,4	2,8	2,4	2,6	2,4	2,8	2,9	2,4	9,0
IX	2,0	1,4	3,4	2,9	3,1	2,8	3,1	2,4	2,5	8,0
Sezon	2,4	2,3	3,0	2,6	2,9	2,6	2,8	2,6	2,5	9,0

Po okresie letniego zmniejszania prędkości wiatru, we wrześniu ponownie zaobserwowano jej wzrost. Silniejsze były wiatry z kierunków: wschodniego (3,4 m/s), południowego (3,1 m/s) oraz zachodniego (3,1 m/s).

Średnia prędkość wiatru w poszczególnych porach doby sezonu żeglarskiego

Bardzo wyraźne są, zmiany średniej prędkości wiatru w poszczególnych terminach obserwacyjnych. Analiza dobowego rozkładu prędkości wiatru pozwoliła stwierdzić większą jego średnią prędkość podczas godzin dziennych: 9⁰⁰, 12⁰⁰, 15⁰⁰ oraz 18⁰⁰, mniejszą podczas nocnych: 21⁰⁰, 0⁰⁰, 3⁰⁰ i 6⁰⁰ (tab. 5). Uwarunkowane jest to ożywieniem prądów powietrza w ciągu dnia, przy znacznej różnicy nagrzania powierzchni wodnej i lądowej.

Tabela 5. Średnia prędkość wiatru (m/s) w poszczególnych porach doby sezonu żeglarskiego w Mikołajkach przy różnych kierunkach adwekcji (1986-1990)

Godz.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Średnia	Największa
0	1,8	2,2	2,9	2,1	2,8	2,3	2,5	2,1	2,0	7,0
3	2,2	2,0	3,0	2,3	2,8	2,4	2,3	2,0	2,0	8,0
6	2,3	2,1	2,8	2,4	2,9	2,5	2,5	2,5	2,3	9,0
9	2,9	2,9	3,1	3,2	3,0	3,1	3,1	3,0	3,0	8,0
12	3,0	2,7	3,5	3,7	3,3	3,2	3,4	3,3	3,2	8,0
15	3,0	2,4	3,1	3,0	3,0	2,8	3,2	3,2	3,0	9,0
18	2,1	1,9	2,5	2,3	2,4	2,2	2,6	2,7	2,1	9,0
21	1,7	2,5	3,0	2,2	2,6	2,2	2,4	2,2	2,0	7,0

Stwierdzono, iż podczas całej doby silniejszy wiatr związany był z adwekcją ze wschodu i południa.

Od godz. 9⁰⁰ do 21⁰⁰ silniejszy wiatr wystąpił również z zachodu. Jego średnia prędkość wynosiła około 3,0 m/s. Szczególnie w godzinach dziennych (9, 12, 15) stwarzało to utrudnione warunki w prowadzeniu jachtu, gdyż w tych terminach obserwacyjnych udział wiatru z wspomnianych kierunków był największy.

Częstość występowania poszczególnych klas korzystności warunków wiatrowych

Analiza średniej prędkości wiatru umożliwia ogólne rozeznanie w warunkach wiatrowych. Dla żeglarzy istotniejsza jest jednak analiza częstości, z jaką wystąpić może wiatr o danej prędkości. Z tego względu dokonano analizy wiatru o prędkości, zawierającej się w wyróżnionych wcześniej klasach: korzystnej, średnio korzystnej oraz niekorzystnej. Klasy korzystności warunków wiatrowych zostały dokładniej omówione w rozdziale I. Do klasy korzystnej zaliczono wiatr o prędkości od 1 do 3 m/s (1-2°B). Jego udział wynosił 68,4% wszystkich obserwacji. Wiatr najłagodniejszy, o prędkości równej 1 m/s (1°B), stanowił około 21,0% wszystkich obserwacji. Największą częstość jego występowania zanotowano podczas adwekcji powietrza z północo-wschodu i północy (tab. 6 -7).

Tabela 6. Częstość kierunków wiatru (%) w przedziałach prędkości w sezonie żeglarskim (Mikołajki, 1986-1990)

Sk.Beauforta	m/s	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Ogólnie
0	Cisza									8,6
1	1	30,1	40,1	16,0	22,6	20,2	19,3	21,2	25,3	20,9
2	2-3	53,4	40,1	49,4	53,9	49,1	60,9	50,1	50,0	47,5
3	4-5	13,0	13,4	28,9	18,5	26,2	18,0	23,1	20,5	19,1
4	6-7	3,3	5,9	4,1	5,0	4,1	1,8	4,9	3,6	3,5
5	8-10	0,2	0,5	1,6	0,0	0,4	0,0	0,7	0,6	0,4

Tabela 7. Częstość kierunków wiatru i ciszy (%) w miesiącach sezonu żeglarskiego w Mikołajkach (1951-1965)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisze
V	12,4	5,2	10,2	8,1	8,0	8,1	12,7	20,8	14,5
VI	11,2	5,5	9,5	7,0	8,2	10,9	13,7	22,1	11,9
VII	8,3	4,8	7,4	6,0	10,6	16,1	15,7	16,7	14,4
VIII	4,9	3,3	6,5	6,3	10,0	20,3	20,7	15,3	12,7
IX	4,3	2,1	7,9	9,3	11,1	20,7	18,9	12,5	13,2

Porównanie rozkładu prędkości wiatru było nieco utrudnione. W latach 1951-1965 zanotowano większą średnią prędkość wiatru niż w pięcioleciu 1986-1990 (tab. 8). Nie można wykluczyć, że było to spowodowane zmianą wysokości wiatromierza używanego na stacji. W lipcu 1958 roku obniżono jego wysokość z 14 m na 12 m n.p.g.

Tabela 8. Różnice między średnią prędkością wiatru w Mikołajkach w sezonie żeglarskim okresu 1986-1990 i w sezonie żeglarskim okresu 1951-1965 (w m/s)

m-c	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	średnia
V	-0,7	-0,1	-0,1	-0,9	-0,5	-0,5	-0,3	-1,1	-0,2
VI	-0,9	-2,0	-0,4	-1,2	-0,4	-0,7	-0,8	-0,5	-0,6
VII	-1,2	-1,6	0,3	-0,6	-0,3	-0,6	-1,0	-0,7	-0,5
VIII	-1,2	-1,3	-0,5	-1,4	-1,2	-1,0	-0,7	-0,5	-0,6
IX	-1,6	-0,9	-0,2	-0,9	-0,7	-0,6	-0,3	-1,3	-0,5

W maju średnia prędkość była mniejsza o 0,2 m/s. W pozostałych miesiącach różnica ta wzrosła do 0,5-0,6 m/s. Największe różnice między średnimi wartościami prędkości wiatru przypadają na wiatr z kierunku północnego (od 0,7 do 1,6 m/s) oraz północno-wschodniego (od 0,9 do 1,6 m/s).

Porównując pomiary wykonane na stacji w Mikołajkach i w Nowych Gutach stwierdzono zgodność kierunku wiatru podczas sześciu terminów obserwacyjnych. Większą prędkość wiatru na punkcie pomiarowym od zanotowanej na stacji w Mikołajkach obserwowano tylko w trzech terminach obserwacyjnych. Była ona większa o 1,6-2,1 m/s i obserwowana podczas adwekcji z zachodu. Wiatr napływający z tego kierunku, przemieszczając się ponad rozległą powierzchnię jeziora, osiąga znaczną prędkość zanim dotrze do Nowych Gut, położonych na wschodnim brzegu jeziora.

Szeroki Ostrów. 4 czerwca 2000 r. od godz. 9⁰⁰ do 14⁰⁰ występował wiatr północno-wschodni. Jego prędkość wynosiła od 0,2 do 2,3 m/s (tab. 9).

Tabela 9. Kierunek oraz prędkość wiatru w Mikołajkach i na Szerokim Ostrowie (4.06.2000 r.)

Godz.	Mikołajki		Szeroki Ostrów	
	Kierunek	Prędkość	Kierunek	Prędkość
8	C	-	C	-
9	C	-	NE	0,9
10	SE	2,0	NE	1,4
11	N	1,0	NE	1,0
12	C	-	NE	1,7
13	SE	1,0	NE	0,2
14	SE	1,0	NE	2,3
15	NE	2,0	N	1,9
16	ENE	2,0	NE	3,6
17	NE	2,0	NE	1,5
18	ENE	3,0	E	2,4
19	NE	1,0	E	3,4
20	E	1,0	-	-

Podczas kolejnych obserwacji zanotowano wiatr z sektora północnego (o godz. 14⁰⁰ północny, o 15⁰⁰ i 16⁰⁰ – północno-wschodni), o prędkości 1,5-3,6 m/s. Podczas ostat-

nich pomiarów, o godz. 18⁰⁰ oraz 19⁰⁰, zaobserwowano zmianę kierunku wiatru na wschodni. Prędkość jego wynosiła odpowiednio 2,4 i 3,4 m/s.

Porównanie danych z punktu pomiarowego Szeroki Ostrów z zanotowanymi na stacji meteorologicznej w Mikołajkach wykazała dużą, zgodność kierunku wiatru na obu tych stacjach. Tak jak na poprzednich stanowiskach zgodność ta była większa w godzinach popołudniowych (między 15⁰⁰ a 19⁰⁰). Większa prędkość wiatru na stanowisku pomiarowym obserwowana była tylko podczas dwóch terminów obserwacyjnych. Wynosiła ona o 1,6 oraz 2,4 m/s więcej niż na stacji w Mikołajkach, szczególnie wyraźna była podczas napływu powietrza z północo-wschodu, przy którym punkt pomiarowy na Szerokim Ostrowie nastawiony jest na bezpośrednie uderzenie wiatru, przemieszczającego się nad powierzchnią jeziora.

5 czerwca 2000 r. przeważał wiatr północo-zachodni oraz zachodni. O godz. 8⁰⁰ zanotowano wiatr północny o prędkości 1,2 m/s (tab. 10).

Tabela 10. Kierunek oraz prędkość wiatru w Mikołajkach i na Szerokim Ostrowie (5. 06. 2000 r.)

Godz.	Mikołajki		Szeroki Ostrów	
	Kierunek	Prędkość	Kierunek	Prędkość
8	WNW	1,0	N	1,2
9	ESE	1,0	W	1,3
10	WNW	1,0	W	1,5
11	WNW	1,0	NW	1,5
12	N	1,0	NW	1,2
13	N	2,0	W	0,6
14	NW	2,0	W	0,8
15	N	2,0	N	0,9
16	N	3,0	N	1,0
17	NE	3,0	NE	2,1
18	ENE	3,0	N	1,8
19	NE	3,0	N	0,8
20	ENE	2,0	N	0,8

Podczas dwóch kolejnych obserwacji zaobserwowano wiatr zachodni o prędkości odpowiednio 1,3 oraz 1,5 m/s. O godz. 11⁰⁰ i 12⁰⁰ wystąpił wiatr północo-zachodni o prędkości 1,5 oraz 1,2 m/s. O godz. 13⁰⁰ i 14⁰⁰ wiatr zmienił kierunek na zachodni, a prędkość jego uległa zmniejszeniu do około 0,7 m/s. Kolejne dwie godziny charakteryzowały się zmianą kierunku wiatru na północny oraz wzrostem jego prędkości do około 1,0 m/s. Podczas pozostałych obserwacji dokonanych w tym dniu zaobserwowano wiatr z sektora północnego, wiejący z prędkością 0,8 do 2,1 m/s.

Porównując dane ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach z danymi zaobserwowanymi na stanowisku pomiarowym Szeroki Ostrów stwierdzono, iż prędkość na obu tych stacjach była zbliżona. Różnice wynosiły od 0,2 do 0,5 m/s.

Podsumowanie

Żeglarstwo jest sportem popularnym w Polsce, ze względu na dużą liczbę jezior, ukształtowanych podczas ostatniego zlodowacenia. Z myślą o żeglarzach w pracy podjęto próbę analizy warunków wiatrowych, charakteryzujących Śniardwy – największe z jezior Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, stanowiące co roku cel rejsów bardzo licznej grupy użytkowników jachtów.

W analizie, mającej na celu określenie prawidłowości charakteryzujących warunki wiatrowe panujące na Śniardwach, wykorzystano dane dotyczące kierunku i prędkości wiatru z pięciolecia 1986-1990 ze stacji meteorologicznej w Mikołajkach. Stacja ta położona jest w odległości 4 km na północo-zachód od brzegu jeziora. Rozpatrzone dane z okresu maj – wrzesień, przyjętego za sezon żeglarski. Na serię obserwacyjną, składały się wyniki codziennych pomiarów kierunku i prędkości wiatru z kolejnych terminów obserwacyjnych (ośmiu w ciągu doby).

Analiza zmian kierunku wiatru obserwowanego na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w ciągu sezonu żeglarskiego wykazała prawidłowości charakterystyczne w Polsce północno-wschodniej. W całym sezonie przewagę miał wiatr z sektora zachodniego, szczególnie północno-zachodni (20,4% wszystkich obserwacji) oraz zachodni (17,5% wszystkich obserwacji). Najmniejszą frekwencją wyróżnił się kierunek północno-wschodni. Jego udział wynosi zaledwie 3,1% wszystkich obserwacji.

Pewną odrębność wykazały warunki wiatrowe w maju, kiedy zaznaczył się większy udział wiatru północnego (14% obserwacji w tym miesiącu) i wschodniego (8%). Ponadto we wrześniu zaobserwowano większy udział adwekcji południowej (12,8% obserwacji).

Analiza częstości występowania poszczególnych kierunków wiatru w kolejnych terminach obserwacyjnych wykazała oprócz widocznej w ciągu całego dnia przewagi wiatrów z sektora zachodniego (około 50%), zwiększony udział wiatru wschodniego o godz. 9⁰⁰ (12,4%) oraz północnego o godz. 18.00 (11,9%). Może to wskazywać na istnienie cyrkulacji bryzowej, a dokładniej – zmian jej kierunku z dziennego na nocny i z nocnego na dzienny. Na stacji meteorologicznej w Mikołajkach bryzę dzienną zwiastuje wiatr z sektora zachodniego, nocną zaś – ze wschodniego.

Średnia miesięczna prędkość wiatru na stacji meteorologicznej w Mikołajkach w sezonie żeglarskim okresu 1986-1990 wynosiła od 2,3 m/s (w lipcu) do 2,7 m/s (w maju). Średnia prędkość wiatru napływającego z poszczególnych kierunków była zróżnicowana. Największe jej wartości charakteryzował wiatr z kierunków o największej frekwencji na tym obszarze, tj. zachodniego (2,8 m/s) i północo-zachodniego (2,6 m/s). Najmniejsza średnia prędkość wiatru związana była z adwekcją z północo-wschodu (2,3 m/s).

Wyznaczenie średniej prędkości wiatru z poszczególnych kierunków w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego pozwoliło wskazać pewną czasową zmienność w tym układzie. Tak np. wiatr północny na początku sezonu żeglarskiego miał zwykle dość dużą prędkość, potem zaś była ona zazwyczaj znacznie niższa.

Biorąc pod uwagę położenie stacji meteorologicznej w Mikołajkach w pewnej odległości od jeziora Śniardwy, przeprowadzono też serię badań terenowych służących porównaniu wyników obserwacji wiatru uzyskiwanych w Mikołajkach z tymi, które otrzymuje się bezpośrednio nad jeziorem.

W dniach 4 i 5 czerwca 2000 roku wykonano dwudniowe pomiary terenowe. Punkty pomiarowe założono na poszczególnych odcinkach brzegu jeziora. Znajdowały się one w Dziubielach, Nowych Gutach, na Szerokim Ostrowie, w Niedźwiedzim Rogu oraz w Popielnie. Na pierwszych trzech stanowiskach odbyły się pomiary dwudniowe, na pozostałych zaś z przyczyn technicznych jednodniowe. Porównanie wyników obserwacji pozwoliło stwierdzić dużą, zgodność kierunku i prędkości wiatru mierzonych na stacji meteorologicznej w Mikołajkach i w punktach pomiarowych usytuowanych nad jeziorem. Dowodzi to tego, że w codziennej praktyce można wnioskować o warunkach wiatrowych, panujących na Śniardwach na podstawie wyników obserwacji prowadzo-

nych w Mikołajkach. Jest to wniosek bardzo ważny z punktu widzenia żeglarzy, pływających na tym akwenie.

Stwierdzenie, że okres 1986-1990 jest odpowiedni do analizy warunków wiatrowych rozpatrywanego obszaru oraz że obserwacje prowadzone w Mikołajkach pozwalają ocenić sytuację panującą na Śniardwach umożliwiło przejście do najważniejszej części pracy.

Celem jej było stworzenie kalendarza prawdopodobieństwa wystąpienia korzystnych, średnio korzystnych i niekorzystnych warunków wiatrowych na Śniardwach oraz wskazanie najczęściej występujących na tym akwenie warunków wiatrowych.

Realizując ten cel stworzono trójstopniową klasyfikację korzystności warunków wiatrowych dla uprawiania żeglarstwa na podstawie kryterium prędkości wiatru. Do klasy warunków korzystnych zaliczono warunki, w których prędkość wiatru nie przekracza 3 m/s. Uprawianie żeglarstwa nie jest wtedy trudne, jednocześnie ewentualny brak większego doświadczenia niektórych żeglarzy nie powoduje żadnych zagrożeń bezpieczeństwa jachtu i załogi.

Do klasy średnio korzystnej zaliczono wiatr o prędkości 4-7 m/s. Klasę warunków niekorzystnych podzielono na wiatrową i bezwietrzną. Do pierwszej z nich zaliczono wiatr najsilniejszy, o prędkości ponad 8 m/s, do drugiej zaś ciszę.

Obliczono prawdopodobieństwo występowania warunków wiatrowych zaliczonych do poszczególnych klas korzystności w kolejnych dekadach sezonu żeglarskiego. Umożliwiło to wskazanie okresów kiedy dominują korzystne warunki wiatrowe (zatem jest on odpowiedni do uprawiania żeglarstwa przez osoby mniej doświadczone) i takich, kiedy zwiększony udział mają warunki niekorzystne (zatem są one odpowiednie raczej dla żeglarzy profesjonalistów).

Za okres najbardziej korzystny dla uprawiania żeglarstwa, niezależnie od posiadanych umiejętności, uznano przełom lipca i sierpnia (21.07-10.08). Typowa w tym okresie mała średnia prędkość wiatru nie stwarza trudnień w manewrowaniu jachtem i pozwala na prowadzenie jachtu nawet przez osoby mało doświadczone.

Za okres o zwiększonym prawdopodobieństwie występowania warunków średnio korzystnych uznano drugą dekadę czerwca (11 – 20.06). Częściej występująca wówczas prędkość wiatru 4-7 m/s może stwarzać trudności w manewrowaniu jachtem dla niektórych żeglarzy. Potrzebna jest już większa wiedza z zakresu teorii manewrowania jachtem, aby być w stanie bezpiecznie żeglować i nie stwarzać niebezpieczeństwa dla innych jednostek. Rejs w tym czasie powinni więc planować żeglarze amatorzy, posiadający pewne doświadczenie żeglarskie.

Najmniej korzystne warunki wiatrowe dla uprawiania żeglarstwa wyznaczono na: maj (pierwszą i ostatnią dekadę) oraz środkową dekadę września. Prawdopodobieństwo wystąpienia wiatrów o prędkości ponad 8 m/s jest wówczas stosunkowo duże. Warunki takie powinni wybrać żeglarze profesjonaliści, którzy w razie gwałtownej zmiany pogody umieją zachować panowanie nad jachtem i bezpiecznie doprowadzić go do portu.

Cisze są, równie niekorzystne dla żeglarzy, gdyż całkowicie uniemożliwiają prowadzenie jachtu. Największe prawdopodobieństwo ich wystąpienia wyznaczono na środek maja, początek czerwca, środek sierpnia oraz koniec września.

Ponieważ w planowaniu rejsu ważne jest zarówno prawdopodobieństwo wystąpienia nie tylko określonej prędkości wiatru, ale i danego jego kierunku wyznaczono także prawdopodobieństwo występowania poszczególnych typów warunków wiatrowych na Śniardwach. Określając typ warunków wiatrowych uwzględniono kierunek wiatru i jego prędkość. Stwierdzono, że na rozpatrywanym obszarze największe jest prawdopodobieństwo występowania wiatru północno-zachodniego o prędkości 1-3 m/s. Sytu-

acja taka jest typowa szczególnie w okresie od 11 czerwca do 10 lipca, kiedy to prawdopodobieństwo jej wystąpienia przekracza 20%. Inne typy warunków wiatrowych często pojawiające się nad Śniardwami to występowanie wiatru o prędkości 1-3 m/sz kierunków: północnego (zwłaszcza w maju i czerwcu prawdopodobieństwo ok. 10%) oraz zachodniego i południowo-zachodniego (szczególnie w drugiej połowie sezonu żeglarskiego – prawdopodobieństwo ponad 15%).

W pracy przedstawiono także wybrane sytuacje pogodowe, które mogą ułatwiać bądź utrudniać żeglugę lub nawet stanowić zagrożenie dla jachtu i jego załogi. Uwzględniono występowanie bryzy, pojawianie się burz, mgły, przejścia frontów atmosferycznych, występowanie intensywnych opadów oraz białego szkwału. Wskazano możliwość pojawiania się tych sytuacji nad Śniardwami oraz opisano rodzaje ułatwień, utrudnień lub zagrożeń, jakie przynoszą one żeglarzom.

Niniejsza praca jest pierwszą oceną klimatu jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarzy, w której omówiono przede wszystkim warunki wiatrowe. Zamierzeniem autorki było, aby opracowany przez nią kalendarz warunków wiatrowych mógł być pomocny dla osób o różnym doświadczeniu żeglarskim w planowaniu terminów pływania. Wnioski sformułowane w pracy powinny być w przyszłości weryfikowane na podstawie podobnych analiz dotyczących możliwie długich okresów obserwacyjnych.

7.6. Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka

Autor: Wiesława JAKIMIUK - OLSZEWSKA

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ - LEMBOWICZ

Cel pracy i materiały źródłowe

W pracy podjęto próbę charakterystyki warunków agrometeorologicznych w woj. białostockim rzadko stosowanymi metodami, wiążącymi fazy fenologiczne z charakterystykami klimatologicznymi. Dotychczas w opracowaniach klimatycznych dla potrzeb rolnictwa zwykle oddzielnie charakteryzowane są warunki agroklimatyczne i fenologiczne. Powiązanie tych sposobów opracowania pozwala nie tylko na charakterystykę-zróżnicowania rozwoju i wzrostu upraw w czasie i przestrzeni, ale daje też możliwość prognozowania ich rozwoju.

Opracowanie wykonano dla podstawowej w woj. białostockim uprawy jaką jest ziemniak. Powierzchnia uprawy ziemniaków w woj. białostockim w latach 1956-1960 zajmowała około 16 - 20% powierzchni zasiewów, co stawia województwo na jednym z czołowych miejsc w skali krajowej. Pod względem plonowania woj. białostockie też mieści się w czołówce w skali kraju. Uzyskiwane tu plony są wyższe od średnich krajowych i wynosiły średnio w okresie 1956-60 135 g/ha (śr. Polski – 131 g/ha). Wyższe plony uzyskano jedynie w woj. lubelskim (146g/ha) i opolskim. (145g/ha). Spośród charakterystyk klimatologicznych za najważniejsze dla rozwoju i plonowania ziemniaka uznano warunki termiczne i opadowe. Badaniami objęto okres 5-letni 1956-60. O wyborze tego okresu zdecydowały: po pierwsze – dostępność danych fenologicznych, których publikacje kończą się w 1960 r., a po drugie –możliwość uzyskania danych statystycznych, dotyczących plonów ziemniaków (Państwowa Inspekcja Plonów rozpoczęła swoją działalność w 1956 r.).

Do opracowania wykorzystano dane fenologiczne pochodzące z „*Roczników Fenologicznych*”. Okres wegetacyjny ziemniaków opracowano w oparciu o dane z 20 stacji fenologicznych, w tym z 14 stacji na obszarze woj. białostockiego, a z 6-ciu w województwach sąsiednich. Dane meteorologiczne ze stacji Białystok zaczerpnięto z „*Roczników Meteorologicznych*”, a dla stacji Białowieża, Siemiatycze., Sokółka wykorzystano materiały archiwalne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Dane dotyczące plonów ziemniaków pochodzą z „*Roczników Statystycznych*”.

Przegląd literatury dotyczący wpływu warunków meteorologicznych na rozwój i plonowanie ziemniaków

Literatura traktująca zależności między warunkami meteorologicznymi a rozwojem i produktywnością roślin jest bardzo bogata i różnorodna, zarówno w skali światowej, jak i w Polsce. Przy opracowaniu warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa należy uwzględnić: ilość ciepła potrzebnego w okresie wegetacyjnym, długość okresu wegetacji, temperaturę wschodów oraz temperaturę, przy której wzrost rośliny ustaje,

optymalną temperaturę wzrostu rośliny, maksimum termiczne, zapotrzebowanie rośliny na wodę w ciągu całego okresu wegetacji i ogólną charakterystykę przebiegu pogody w czasie okresu wegetacyjnego. Okres wegetacyjny ziemniaków w Polsce na przykładzie odmian średniowczesnych scharakteryzowano w pracy: Kosińska T., 1960, *Okres wegetacyjny ziemniaka w Polsce*, Prace PIHM z.72, Warszawa. Autorka stwierdza, że decydujący wpływ na przebieg faz rozwojowych ziemniaków ma klimat. Wpływa on na zróżnicowanie długości okresu wegetacyjnego na obszarze Polski od 130 dni w rejonach północnych, północno-wschodnich i wschodnich do około 150 dni w Polsce południowo-zachodniej i miejscami w rejonach południowych i zachodnich. Zarówno zbyt niskie temperatury, jak i zbyt wysokie nie sprzyjają jego rozwojowi. Wymagania ziemniaka do warunków termicznych zmieniają się w miarę jego rozwoju. W cyklu rozwojowym ziemniaka wyróżnia się cztery okresy: 1. pierwszy – od sadzenia do wschodów, 2. drugi – od wschodów do zawiązywania kłębów, 3. trzeci – od zawiązywania bulw do kwitnienia, 4. czwarty – od kwitnienia do dojrzewania kłębów (Azzi, Birecki 1964).

Temperaturę gleby w kolejnych okresach rozwoju ziemniaka podano w tab. 1.

Tabela 1. Wymagania termiczne ziemniaka w stosunku do temperatury gleby według Azzi'ego

Temperatura gleby	Okresy			
	1	2	3	4
Niedostateczna	8	12	-	-
Optymalna	10	15	15	18
Zbyt wysoka	-	-	20	-

Przy rejonizacji rolniczo-klimatycznej, zwłaszcza w przypadku małych ekstremów klimatycznych rejonizowanego obszaru, można wyznaczyć jeden ze wskaźników na podstawie sum temperatury:

$$t_n = k \frac{t_{\max} - n}{a}$$

gdzie t_n – oznacza sumę temperatur powyżej pewnej wartości n , t_{\max} – średnia temperatura miesiąca najcieplejszego, a – średnia roczna amplituda temperatury powietrza, k – obliczony współczynnik.

Istotne znaczenie ma także zużycie nawozów sztucznych (tab. 2)

Tabela 2. Zużycie nawozów sztucznych NPK i wapna w woj. białostockim (kg/1ha)

	1956	1957	1958	1959	1960
NPK	19,3	19,6	15,4	18,0	20,9
wapno	2,7	2,9	1,9	4,3	7,2

Metody stosowane w pracy

Terminy faz fenologicznych ziemniaka (sadzenie, wschody, zakwitanie i zbiór) opracowano na podstawie średnich dat obliczonych dla każdej miejscowości za okres 5lat. Do oceny warunków termicznych w okresie wegetacji ziemniaków w woj. białostockim zastosowano metodę sum temperatur, biorąc pod uwagę średnie dobowe wartości temperatury powietrza w okresie wegetacyjnym oraz w poszczególnych fazach roz-

wojowych ziemniaków. Ponadto warunki termiczne charakteryzowano przy pomocy średnich wartości dobowej temperatury powietrza, średniej minimalnej i maksymalnej temperatury powietrza w poszczególnych fenofazach ziemniaka. W oparciu o metodę statystyczną (najmniejszych kwadratów) wyznaczono związki korelacyjne między istniejącymi warunkami cieplnymi w poszczególnych fazach rozwojowych ziemniaka, a intensywnością rozwoju ziemniaków oraz wyznaczono progi biologiczne w województwie dla poszczególnych faz rozwoju ziemniaka. Stosując metodę najmniejszych kwadratów wykreślono również nomogramy do prognozowania terminów zakwitania i zbiorów ziemniaków na podstawie datych wschodów.

Przedstawiono charakterystykę okresu wegetacyjnego ziemniaków oraz warunki termiczno-wilgotnościowe w okresie rozwoju ziemniaków w woj. białostockim. Oceny warunków termicznych dokonano w oparciu o sumy średnich dobowych temperatur powietrza i charakterystykę średnich temperatur powietrza w okresie wegetacyjnym oraz w poszczególnych fenofazach ziemniaka. Charakterystyk warunków opadowych przedstawiono na podstawie sum opadów w okresie wegetacyjnym ziemniaków oraz rozkładu opadów podczas miesięcy wiosenno-letnich (V-IX).

Okres wegetacyjny ziemniaka

Okres od sadzenia do zbioru ziemniaków nazywamy okresem wegetacyjnym. W cyklu rozwojowym ziemniaka wyróżnia się najczęściej następujące fazy fenologiczne: wschody, zakwitanie, dojrzewanie. Okres wegetacyjny ziemniaków wczesnych i późnych w woj. białostockim został opracowany na podstawie danych fenologicznych za okres 1956-1960. Terminy sadzenia ziemniaków wczesnych, jak i odmian późnych zostały obliczone na podstawie danych z 13 punktów fenologicznych na terenie woj. białostockiego. Daty wschodów i zakwitania ziemniaków wczesnych wyliczono w oparciu o dane z 12 stacji fenologicznych, a odmian późnych – z 13. Do obliczeń terminów zbiorów ziemniaków wczesnych posłużyły dane z 13 stacji fenologicznych, a w przypadku odmian późnych – z 14 punktów. Podjęto próbę geograficznego rozkładu terminów faz fenologicznych (sadzenie, wschody, zakwitanie, zbiór) ziemniaków w woj. białostockim, Pod uwagę brany jest zawsze początek zjawiska (10% wystąpienia).

Sadzenie. Czas sadzenia ziemniaków zależy od wielu czynników, spośród których na czoło wysuwają się warunki klimatyczne. Sadzenie ziemniaków może odbywać się, gdy gleba jest dość sucha do wykonania zabiegów agrotechnicznych przed sadzeniem i dość nagrzana do wykiełkowania bulw. Zasadniczo temperatura gruntu w czasie sadzenia powinna wynosić 7-8°C. Ziemniaki sadzone zbyt wcześnie narażone są na przymrozki, a ponadto niskie temperatury sprzyjają porażeniu ziemniaków chorobami, szczególnie przez rizoktoniozę (*Rhizoctonia Solani*). Z kolei późne sadzenie wpływa na spadek plonów, obniżenie się procentu skrobi i jakościowe pogorszenie sadzenia. Na ogół objawy takie występują u ziemniaków sadzonych po 15 maja. Zbyt wczesne sadzenie ziemniaków obniża plony w znacznie niższym stopniu niż sadzenie późne (Birecki M., 1961, *Obserwacje nad wpływem temperatury i wilgotności gleby na przebieg wzrostu i rozwój ziemniaka*, Roczniki Nauk Rolniczych t.58; Birecki M., 1964, *Ziemniaki*, PWRiL, Warszawa). Optymalny termin sadzenia zbiega się zazwyczaj z pękaniem pąków na brzozie i przypada na okres między kwitnieniem mniszka lekarskiego i listnieniem agrestu, a kwitnieniem bzu lilaka i kasztanowca (Łastowski ., 1951, *Podział roku na fenologiczne sezony*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Nauk Rolnych i Leśnych t.4, Poznań). Sadzenie ziemniaków wczesnych na Białostocczyźnie w badanym okresie odbywało się najwcześniej w końcu kwietnia w nielicznych rejo-

nach Równiny Bielskiej (Białowieża 23 IV, Kotówka 26 IV). Na przeważającym obszarze województwa przeciętne terminy sadzenia przypadają na pierwszą dekadę maja, jedynie na krańcach północno-wschodnich przedłużają się do połowy maja. Ziemiaki późne sadzi się w woj. białostockim przeciętnie od 5 do 25 maja. Najwcześniejsze daty sadzenia od 5 do 10 maja obejmują środkową część województwa. Na pozostałym obszarze ziemiaki późne sadzi się między 10 a 20 maja, tylko na krańcach północnych około 25 maja (Dąbrowa Białostocka 26.V). Według literatury fachowej (Birecki, 1964) sadzenie ziemniaków w północno-wschodniej Polsce powinno odbywać się w pierwszej połowie maja. Z map sadzenia wynika, że średnie daty sadzenia ziemniaków w woj. białostockim mieszczą się w terminach podawanych w literaturze. Tylko w przypadku odmian późnych terminy sadzenia przeciągają się aż do 20 maja.

Wschody. Najważniejszym czynnikiem określającym długość trwania fazy sadzenie-wschody ziemniaków jest temperatura gleby na głębokości umieszczenia kłębu (5-15cm). Wyższa temperatura sprzyja szybszym wschodom i wpływa na skrócenie tego okresu. W warunkach średniej wilgotności przy temperaturze gleby 10-12°C okres sadzenie-wschody trwa 21-24 dni. Przy wzroście temperatury do 25°C faza ta skraca się i trwa około 12-14 dni. Powyżej temperatury 25°C następuje wydłużenie omawianego okresu, przy czym długotrwałe utrzymywanie się temperatury wyższej niż 27-28°C lub przedłużanie się okresu z niską temperaturą (poniżej 7°C) powodują, że wschody wcale nie występują lub ukazują się dopiero po 40-50 dniach (17). Optymalną temperaturą rozwoju ziemniaków w tym okresie jest 10°C (Azzi, Birecki 1964).

W województwie białostockim średnia temperatura w pięcioleciu 1956-1960 w okresie sadzenie-wschody wynosi 14,0°C. Wschody ziemniaków występowały przy średnim progu biologicznym 11,9°C. Długość omawianego okresu waha się zarówno w przypadku ziemniaków późnych, jak i wczesnych od 15-20 dni w Białymstoku i Wzgórzach Sokólskich do około 30 dni na pozostałym obszarze województwa (tab. 5-6). Najwcześniej ziemiaki odmian wczesnych wschodziły w rejonie Białegostoku i Białowieży (około 20 maja), następnie do 30 maja w centralnej części województwa. W początkach czerwca wschody występowały na całym obszarze województwa białostockiego. Rozkład dat wschodów ziemniaków późnych jest podobny do ziemniaków wczesnych. Rejon Białegostoku cechuje się najwcześniejszymi wschodami – około 20 maja, a następnie wschody obejmują przeważającą część województwa. Najpóźniej – około 10 czerwca wschodzą ziemiaki odmian późnych na północno-wschodnich krańcach województwa, południowo-zachodniej części Równiny Bielskiej i Wysoczyźnie Drohickej.

W województwie białostockim tereny o wcześniejszych terminach wschodów pokrywają się z obszarami o lekkich glebach bielcowych wytworzonych na podłożu piaszczystym (Wysoczyzna Białostocka). Gleby bielcowe i brunatne na podłożu gliniastym (obszary na południe od Narwi i Wzgórza Sokólskie) są chłodniejsze, wobec czego ziemiaki kiełkują tu wolniej.

Zakwitanie. Kwitnienie ziemniaków jest fazą fenologiczną, zasługującą na szczególną uwagę ze względu na to, że wiązanie się pąków kwiatowych zbiega się z początkiem zawiązywania się kłębów. W tym okresie największe znaczenie ma umiarkowana temperatura i obfite opady. W województwie białostockim średnia temperatura powietrza w fazie wschody-zakwitanie wynosi 16,9°C, więc jest w granicach optymalnej, która wynosi 16-18°C (Birecki, 1964). Okres od wschodów do kwitnienia trwa tu przeciętnie 30-45 dni w przypadku odmian wczesnych (tab.3) i 30-55 dni – odmian późnych (tab.4). Kwitnienie ziemniaków jest fazą trudną do obserwacji i także do opracowania. Wynika to stąd, że niektóre odmiany w latach chłodniejszych nie kwitną wcale

lubkwitną bardzo późno. W woj. białostockim najwcześniej ziemniaki zakwitają w rejonie Białegostoku i Białowieży (ostatnia dekada czerwca). W pierwszej dekadzie lipca ziemniaki wczesne kwitną na przeważającym obszarze województwa, jedynie na Wzgórzach Sokólskich terminy zakwitania przypadają na drugą dekadę lipca. Ziemniaki późne kwitną w drugiej i trzeciej dekadzie lipca. Najwcześniejsze objawy zakwitania występują w zachodniej części omawianego województwa, a najpóźniejsze we wschodniej.

- **Zbiór.** Ziemniaki zbiera się po osiągnięciu przez kłęby dojrzałości fizjologicznej. Wtedy nać ziemniaków usycha, kłęby łatwo odrywają się od stylonów, skórka kłąbów jest zgrubiała i nie ociera się pod naciskiem paznokci. Czas zbioru ziemniaków zależy od odmiany, warunków klimatycznych, rodzaju gleby, a także stosowanych zabiegów agrotechnicznych. Susza i piaszczysta gleba przyspieszają dojrzewanie. Według Azzi'ego najbardziej odpowiednią temperaturą w okresie kwitnienia-dojrzewania jest 18°C. Wyliczona w każdym pięcioleciu 1956-60 średnia temperatura powietrza w białostockim jest nieco niższa i kształtuje się około 15,5-16,4°C. Długość okresu kwitnienia-zbiór mieści się w granicach: 50-70 dni dla ziemniaków wczesnych (tab.3) i 60-80 dni dla odmian późnych (tab.4). Najkrócej okres ten trwa na północy województwa i zachodnich krańcach Wysoczyzny Białostockiej (50-60 dni). Najdłużej dojrzewają ziemniaki w najcieplejszym w tym czasie rejonie województwa – Wysoczyźnie Drohickej (faza zakwitania-zbiór trwa 81 dni). Zbiór ziemniaków rozpoczyna się na Białostocczyźnie w ostatniej dekadzie sierpnia. Najwcześniej wykopki zaczynają się w zachodniej części Wysoczyzny Białostockiej (około 20VIII), po czym obejmują całą Wysoczyznę Białostocką, Wzgórze Sokólskie i wschodnie rejony Równiny Bielskiej (Białystok 27VIII, Dąbrowa 29VIII, Białowieża 30.VIII). W pierwszej połowie września zbiór ziemniaków wczesnych obejmuje cały obszar województwa. Ziemniaki późne kopie się w województwie białostockim w trzeciej dekadzie września i początkach października, jedynie na nielicznych zachodnich obszarach Wysoczyzny Białostockiej wcześniej –około 10 września. Termin sadzenia i termin zbioru określa czas trwania całego okresu wegetacji. Na podstawie powyższego opracowania można stwierdzić, że na obszarze województwa białostockiego długość okresu wegetacji ziemniaków wczesnych waha się od około 100 do 145 dni, a późnych od 120 dni do 150 dni, przy czym najkrócej trwa on w północnej części województwa. Najdłuższym okresem wegetacyjnym charakteryzują się obszary Równiny Bielskiej i Wysoczyzna Drohiccka w przypadku ziemniaków odmian wczesnych, zaś w przypadku ziemniaków późnych całą Równiną Bielską i Wysoczyzną Drohiccką. Jeśli zechcemy porównać długość okresu wegetacji ziemniaków z ilością dni z pokrywą śnieżną i z terminami przymrozków w woj. białostockim (Górczyńska-Żemojda B., 1978, *Klimat województwa białostockiego*), to obszary z najdłuższym okresem wegetacyjnym (140-150 dni) pokrywają się z terenami o najkrótszym w skali województwa czasem zalegania pokrywy śnieżnej (Wysoczyzna Drohiccka ok. 80 dni). W rejonach cechujących się długim okresem zalegania pokrywy śnieżnej (część NE) okres wegetacyjny ziemniaków jest krótki (100-120 dni).

Na terenach tych też przymrozki wiosenne występują do 5V, a pierwsze jesienne pojawiają się 30IX-5X.

Podsumowując należy podkreślić, iż warunki klimatyczne w połączeniu z glebowymi mają decydujący wpływ na przebieg faz rozwojowych i długość okresu wegetacyjnego.

Tabela 3. Średnie daty występowania faz fenologicznych oraz czas trwania okresów międzyfazowych ziemniaków wczesnych w woj. białostockim (lata 1956-1960): a – długość trwania okresu sadzenie-wschody, b – długość trwania okresu wschody-zakwitanie, c – długość trwania okresu zakwitanie-zbiór, d – długość okresu wegetacyjnego

Miejscowość	φ	λ	Sadzenie	Wschody	a	Kwitnienie	b	Zbiór	c	d
Białystok	53°08'	23°10'	5 V	20 V	15	18 VI	29	27 VIII	71	115
Pogorzałki	53°13'	22°58'	2 V	-	-	20 VI	-	10 VIII	51	101
Bielsk Podlaski	52°46'	23°12'	1 V	1 VI	31	6 VII	36	18 IX	74	141
Orzechowicze	52°49'	23°09'	5 V	23 V	19	5 VII	43	16 IX	73	135
Widowo	52°46'	23°14'	4 V	23 V	20	-	-	28 IX	-	147
Dąbrowa Biał.	53°40'	23°21'	1 V	31 V	30	2 VII	27	29 VIII	57	120
Białowieża	52°42'	23°52'	23 IV	20 V	28	22 VI	33	30 VIII	69	130
Kotłówka	52°51'	23°31'	26 IV	23 V	28	8 VII	46	11 IX	65	130
Orzeszkowo	52°41'	23°32'	10 V	3 VI	25	1 VII	28	7 IX	69	122
Mielnik	52°20'	23°02'	1 V	31 V	31	2 VII	33	21 IX	81	145
Halo	53°23'	23°20'	13 V	2 VI	19	14 VII	43	18 VIII	35	97
Rudka	53°26'	23°07'	10 V	1 VI	23	27 VII	56	18 IX	53	132
Suraż	50°57'	22°57'	2 V	20 V	18	3 VII	45	15 IX	75	138

Tabela 4. Średnie daty występowania faz fenologicznych oraz czas trwania okresów międzyfazowych ziemniaków późnych w woj. białostockim (lata 1956-1960): a – długość trwania okresu sadzenie-wschody, b – długość trwania okresu wschody-zakwitanie, c – długość trwania okresu zakwitanie-zbiór, d – długość okresu wegetacyjnego

	φ	λ	Sadzenie	Wschody	a	Kwitnienie	b	Zbiór	c	d
Białystok	53°08'	23°10'	5 V	20 V	15	15 VII	56	13 IX	60	131
Jałówka	53°13'	22°58'	6 V	31 V	25	-	-	-	-	-
Pogorzałki	53°13'	22°58'	10 V	1 VI	22	13 VII	42	7 IX	56	120
Bielsk Podlaski	52°46'	23°12'	13 V	6 VI	24	24 VII	48	6 X	74	146
Kotły	52°48'	23°15'	7 V	9 VI	33	10 VII	31	28 IX	79	143
Orzechowicze	52°49'	23°09'	18 V	10 VI	24	16 VII	36	25 IX	70	130
Widowo	52°40'	23°14'	12 V	2 VI	24	20 VII	48	3 X	75	147
Dąbrowa Biał.	53°40'	23°21'	26 V	16 VI	22	21 VII	35	19 IX	60	117
Białowieża	52°42'	23°52'	11 V	6 VI	27	21 VII	45	27 IX	68	140
Kotłówka	52°51'	23°31'	8 V	2 VI	25	29 VII	57	27 IX	60	142
Mielnik	52°20'	23°02'	22 V	18 VI	27	16 VII	28	5 X	81	136
Hało	53°23'	23°20'	15 V	11 VI	28	23 VII	42	24 IX	63	133
Korycin	53°27'	23°05'	16 V	1 VI	18	12 VII	41	22 IX	72	131
Rudka	53°26'	23°07'	-	-	-	9 VII	-	23 IX	76	-

Ocena warunków cieplnych w okresie wegetacyjnym ziemniaków Sumy temperatury powietrza

Stosując metodę sum temperatury powietrza do oceny warunków cieplnych okresu wegetacji ziemniaków w województwie białostockim zaliczono średnie dobowe temperatury powietrza podczas rozwoju wyżej wymienionej uprawy.

Z wielu badań nad wzrostem i rozwojem ziemniaków wynika, że potrzebują one od 2200 do 2800°C w zależności od odmiany. Od sadzenia do wschodu potrzebna jest suma temperatury wynosząca ok. 400°C, od wejścia do zakwitania ziemniaki wymagają około

650°C, a w okresie kwitnienie-dojrzewanie 1300°C. Średnio w pięcioleciu 1956-1960 ilość ciepła nagromadzona w okresie wegetacji ziemniaków w woj. białostockim kształtuje się w granicach 1700-2280°C (tab.5). Najniższe wartości (1700-2000°C) występują w północno-wschodnich obszarach województwa (Wzgórza Sokólskie), a więc tam, gdzie okres wegetacyjny ziemniaków trwa najkrócej. W kierunku południowym wartości sum temperatur zwiększają się, przyjmując najwyższe w przypadku ziemniaków wczesnych na Wysoczyźnie Drohickej. Dla odmian późnych wartości sum temperatur na przeważającym obszarze województwa wynoszą około 2150-2200°C.

W części północnej i wschodniej województwa w pełni mogą dojrzewać odmiany wczesne i średnio wczesne. W przypadku ziemniaków późnych nie zawsze ilość ciepła jest wystarczająca. Wczesne pojawienie się przymrozków jesiennych i niskich temperatur wpływa na zahamowanie wzrostu, a przez to skrócenie okresu wegetacji ziemniaków i nisze plony. Często też sami rolnicy w obawie przed zamarzaniem ziemniaków i chęci szybszego ukończenia prac polowych zaczynają kopać ziemniaki, których bulwy jeszcze rosną.

Tabela 5. Sumy średnich dobowych wartości temperatur powietrza podczas wegetacji ziemniaków różnych odmian w woj. białostockim w latach 1956-60

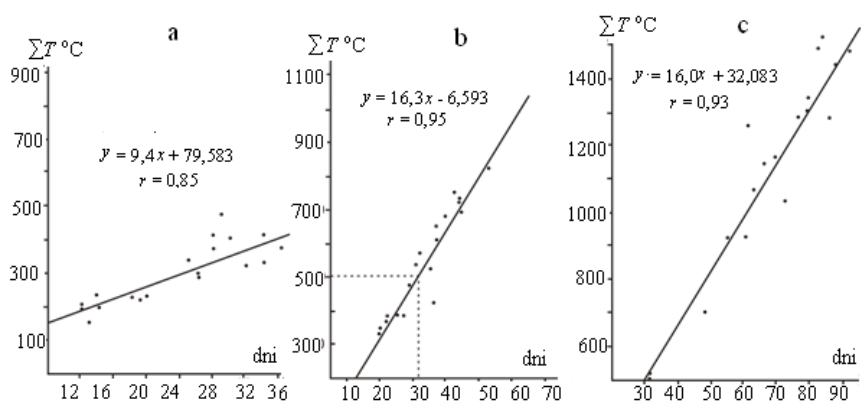
	Sadzenie-zbiór		Sadzenie-wschody		Wschody-zakwitanie		Zakwitanie-zbiór	
	wczesna	późna	wczesna	późna	wczesna	późna	wczesna	późna
Sokółka	1695,7	199,2	296	400	702	686	698	875
Białystok	1944,5	2170,2	207	210	452	927	1228	966
Białowieża	1970,3	2185,9	310	378	500	808	1180	999
Siemiatycze	2276,8	2148,1	407	424	576	505	1294	1219

Z sum wartości temperatury w poszczególnych latach badanej pięciolatki wynika, że z najmniejszej ilości ciepła korzystały ziemniaki wczesne w roku 1958, w wyniku opóźnionej wiosny i późnego rozpoczęcia wegetacji. Jedynie w Białymstoku niższe sumy pojawiły się w 1956 r. Podczas wegetacji ziemniaków późnych niskie wartości sumy temperatur osiągnęły w roku 1957, a w Sokółce 1956 r. (tab.5). Największe ilości ciepła określone sumami temperatury wystąpiły podczas upalnego lata 1959, zarówno w czasie wegetacji ziemniaków wczesnych, jak i późnych. Sumy temperatur wykazują ścisły związek z terminami występowania poszczególnych faz fenologicznych a czasem trwania okresów międzyfazowych. Im dłuższe okresy, tym wartości nagromadzonych sum temperatur są wyższe.

Sumy temperatury powietrza posłużyły też do określenia związków statystycznych między ilością dostarczonego ciepła a intensywnością rozwoju uprawy. Stosując metodę najmniejszych kwadratów określono korelację między sumami temperatury w poszczególnych fazach rozwojowych, a długością trwania tych okresów. Wyniki w postaci równań prostych regresji i współczynników korelacji (r) tych zmiennych (tab. 6, rys. 1). Największa wartość współczynnik korelacji przypada na okres od wschodów do kwitnienia ($r=0,98$) dla odmian późnych, $r=0,95$ dla odmian wczesnych).

Tabela 6. Związek między sumami temperatury iczasem trwania faz fenologicznych ziemniaków wczesnych i późnych w woj. białostockim (r – współczynnik korelacji, δ – błąd standardowy, F_{obl} – test Fishera, ($F_{\text{kr.}} = 4,13$ – na poziomie istotności 5%)

	Odmiana	Równanie prostej regresji	r	δ °C	F_{obl}
Sadzenie	wczesna	$y = 9,4x + 79,583$	0,85	48,5	43,80
Wschody	późna	$y = 15,6x + 22,297$	0,86	61,9	42,59
Wschody	wczesna	$y = 16,3x - 6,593$	0,95	50,9	147,04
Zakwitanie	późna	$y = 17,6x - 4,449$	0,98	48,1	414,03
Zakwitanie	wczesna	$y = 16,0x + 32,083$	0,93	117,9	103,86
Zbiór	późna	$y = 12,3x + 168,60$	0,81	114,0	28,53



Rys. 1. Korelacja sum dobowych temperatury powietrza z długością trwania okresów międzyfazowych a. sadzenie-wschody, b. wschody-zakwitanie, c. zakwitanie-zbiór dla ziemniaków wczesnych w woj. Białostockim

Interesujące są średnie wartości temperatury powietrza w czterech stacjach woj. białostockiego podczas wegetacji ziemniaków w latach 1956-1960 (tab. 7).

Tabela 7. Średnia temperatura powietrza w czterech stacjach woj. białostockiego podczas wegetacji ziemniaków w latach 1956-1960

	Sadzenie-wschody	Wschody-zakwitanie	Zakwitanie-zbiór	Sadzenie-zbiór
Sokółka	15,5	16,5	15,8	15,5
Białystok	13,4	16,5	16,4	16,0
Białowieża	12,7	16,8	115,5	15,5
Siemiatycze	14,4	17,7	15,5	15,7

Obszary o wcześniejszych terminach sadzenia (Białowieża, Białystok) cechują się niższą średnią temperaturą powietrza, zaś tam gdzie ziemniaki sadi się później (im później, tym wyższe temperatury powietrza) to i wartość średniej temperatury w fazie sadzenie-wschody jest wyższa (okolice Sokółki). W drugim okresie fenologicznym od wschodów do zakwitania, kiedy najbardziej korzystny dla ziemniaków jest wzrost temperatury do 20-21°C, w woj. białostockim średnie wartości wahają się od 16,5°C na północy do 17,7°C na krańcach południowych województwa. W okresie wzrostu kłę-

bów, a więc od kwitnienia do dojrzewania zbiorów średnie temperatury powietrza odpowiadają optymalnym (15-18°C). Niższe wartości średniej temperatury w części południowej województwa wynikają z dłużej trwającego tu okresu wegetacyjnego omawianej uprawy niż w części północnej.

Obok charakterystyki średniej temperatury na wzrost i plonowanie ziemniaków duży wpływ ma układ dziennych i nocnych temperatur. Jak wcześniej wspomniano optymalną temperaturą dla przyrostu kłębów jest w dzień 18-24°C, a w nocy 6-12°C. Charakterystyk temperatur dnia i nocy w woj. białostockim oparto na średnich wartościach temperatury maksymalnej i temperatury minimalnej w fenofazie kwitnienie-dojrzwianie (zbiór) ziemniaków na przykładzie stacji Białystok.

W badanym pięcioleciu 1956-60 średnia temperatura maksymalna w okresie wzrostu kłębów wynosiła 22,2°C, zaś średnia minimalna temperatura powietrza 11,9°C. Najbardziej korzystny dla ziemniaków układ temperatur maksymalnej i minimalnej wystąpił w roku 1956. Rok 1959 z upalnym i suchym latem cechuje się wysokimi wartościami, zarówno średniej maksymalnej temperatury, jak i minimalnej ((tab. 8-9).

Tabela 8. Średnia temperatura (°C) maksymalna (T_{max}) i minimalna (T_{min}) w Białymstoku w okresie kwitnienie-dojrzwianie ziemniaków (lata 1956-60)

	1956-1960	1956	1957	1958	1959	1960
T_{max}	22,2	20,3	21,8	22,3	24,3	22,1
T_{min}	11,9	10,5	12,6	10,8	12,5	12,5

Tabela 9. Różnice między średnią maksymalną temperaturą a średnią minimalną w okresie zakwitania-zbiór ziemniaków w Białymstoku (udział procentowy)

°C	1956-1960	1956	1957	1958	1959	1960
< 5,0	5,9	8,6	2,9	2,7	5,7	9,4
5,1-10,0	36,0	40,0	40,6	31,6	24,3	43,7
>10,0	58,1	51,4	56,5	60,7	70,0	46,9

Zakres dobowych wahań temperatury powietrza jest szczególnie ważny dla wzrostu kłębów. Istotne zmiany zauważa się we wzroście przy różnicy temperatur dnia i nocy co najmniej 4-5°C (7). Im w nocy chłodniej, a zakres wahań temperatury wzrasta, to tworzą się duże bulwy i wysoki plon. Charakterystykę wahań w oparciu o wartości temperatury maksymalnej i minimalnej w Białymstoku w latach 1956-60 przedstawia tabela 13. Z tabeli wynika, że podczas badanej fenofazy kwitnienie-zbiór ziemniaków największy udział (58,1%) mają dobowe różnice temperatury powyżej 10°C. Na wahania dobowej temperatury powietrza mało istotnej dla przyrostu plonów w Białymstoku przypada niecałe 6%.

Opady atmosferyczne w okresie wegetacyjnym ziemniaków

Wiele przeprowadzonych badań wskazuje, iż ziemniaki do dobrego plonowania potrzebują około 500 mm wody w ciągu całego okresu wegetacyjnego, W województwie białostockim w badanym pięcioleciu 1956-60 w ciągu całego okresu wegetacyjnego sumy opadów w okresie rozwoju i wzrostu ziemniaków wynoszą średnio 260-330 mm w przypadku odmian wczesnych i 280-400 mm – odmian późnych. Sumy opadów w poszczególnych latach badanego okresu przedstawia tabela 14. Widać z niej, że niższa wysokość opadów występuje w rejonie Białegostoku, za wyższe opady w okresie wege-

tacyjnym ziemniaków są w okolicy Sokółki i Siemiatycz. W poszczególnych latach badanej pięcioletki występują duże wahania w sumach opadów, zwłaszcza w Siemiatyczach i Białymstoku. Listowski podaje, że w warunkach gleb lżejszych i bardzo lekkich urodzaju ziemniaków decyduje woda.

Porównanie sum opadów (Op) podczas wegetacji ziemniaków z plonami (Pl.) (tab. 10) wskazuje, że w latach o małych opadach plony wykazują tendencję spadkową (Białystok 1.– 1957, 1958, 1959, Siemiatycze – 1959). Świadczy to również, że rejon Białegostoku cechuje się częstymi niedoborami opadów. Nadmierne opady, które również obniżają plonowanie występują na Wzgórzach Sokólskich (lata 1957, 1960) i czasami w okręgu siemiatyckim (r. 1960).

Tabela 10. Sumy opadów atmosferycznych (Op., mm) w okresie wegetacyjnym ziemniaków i uzyskane plony (Pl.) ziemniaków (q/ha) w woj. Białostockim

Lata	Sokółka		Białystok		Białowieża		Siemiatycze	
	Op.	Pl.	Op.	Pl.	Op.	Pl.	Op.	Pl.
1956	321	141	320	147	373	123	432	150
1957	478	117	201	109	357	126	423	151
1958	292	127	250	128	375	136	278	150
1959	255	133	256	120	339	130	208	123
1960	443	127	421	140	441	140	491	140

Dla plonowania ziemniaków znaczenie ma nie tylko sama wysokość opadów, ale ich właściwy rozkład w okresie wegetacyjnym. W początkowym okresie rozwoju ziemniaka opady nie odgrywają dużej roli, gdyż potrzeby ich zaspokaja zapas wody w bulwie macierzystej. Jedynie nadmiar wody w tym okresie może powodować gnicie i rozprzestrzenianie się chorób ziemniaka oraz utrudniać właściwą pielęgnację upraw. Bardzo istotne są natomiast opady w krytycznym okresie od zawiązywania pąków kwiatowych do końca kwitnienia, który w woj. białostockim przypada na drugą połowę czerwca (w przypadku ziemniaków wczesnych) i lipiec. W tym czasie występuje też wiązanie bulw ziemniaków.

Zakończenie

Warunki klimatyczno-glebowe woj. białostockiego można określić jako dobre dla rozwoju i plonowania ziemniaków. Opracowanie fenologii ziemniaka w województwie wykazuje, iż terminy występowania poszczególnych faz fenologicznych ziemniaka są ściśle związane z temperaturą powietrza i warunkami glebowymi. Sadzenie i wschody ziemniaków najwcześniej odbywają się na terenach o bardzo lekkich glebach (pas ciągnący się na linii Białystok-Białowieża), które szybko po zimie przesycają i ogrzewają się. Później zaś zachodzi na obszarach, gdzie gleby są bardziej zwięzłe (Wzgórze Sokólskie). Kwitnienie ziemniaków również najwcześniej zaczyna się w okolicach Białegostoku i Białowieży, a najpóźniej w rejonie północno-wschodnim województwa. Kopanie ziemniaków najszybciej rozpoczynane jest w okolicach północno-wschodnich granic województwa, a następnie w rejonie białostockim i hajnowskim. W przypadku ziemniaków późnych wcześniejsze daty zbiorów obejmują okolice Białegostoku, co niewątpliwie jest skutkiem szybszego dojrzewania ziemniaków w glebach piaszczystych o małej wilgotności. Okres wegetacyjny ziemniaków w woj. białostockim średnio waha się od 120 dni na Wzgórzach Sokólskich do 141 dni w południowej części województwa.

Ilość ciepła w okresie wegetacyjnym ziemniaków (suma temperatury wynosi średnio 1700-2280 °C) jest na ogół wystarczająca do odbycia całego cyklu życiowego ziemniaka, jedynie w północno-wschodnich rejonach województwa w niektórych latach, sumy temperatur są dużo niższe od podawanych norm.

Obliczone w pracy związki ilościowe między tempem rozwoju ziemniaków a ilością optymalnego ciepła wykazują, że temperatura w istotny sposób wpływa na szybkość rozwoju ziemniaków i czas przechodzenia z jednej do drugiej fazy fenologicznej. Otrzymane współczynniki korelacji tych zmiennych są bardzo duże. Okresem krytycznym w stosunku do potrzeb cieplnych ziemniaków jest faza wschody-zakwitania, gdzie współczynniki korelacji wynoszą $r = 0,95$ dla ziemniaków wczesnych, $r = 0,98$ dla ziemniaków późnych.

Na plonowanie ziemniaków duży wpływ mają opady atmosferyczne w połączeniu z typem gleby, a następnie temperatura powietrza. Niedobór opadów w okresie wegetacyjnym ziemniaków w stosunku do ich potrzeb często występuje w okolicy Białegostoku, a nadmiar zauważa się w Sokółce. Rozkład opadów w okresie rozwoju ziemniaków jest na ogół korzystny dla ziemniaków. W badanym okresie zauważa się, że plonowanie ziemniaków wykazuje dużą zależność od opadów lipcowych (przypadających na czas osadzania bulw u ziemniaków średnio wczesnych i późnych) i w mniejszym stopniu od sierpniowych i wrzesniowych. Niedobór opadów w lipcu w większym stopniu rzutuje na spadki plonów niż nadmiar w drugiej połowie okresu wegetacyjnego ziemniaków. Częstymi niedoborami opadów w lipcu, podobnie jak i w całym okresie, wyróżnia się rejon Białegostoku, co w połączeniu z typami występujących tu gleb piaszczystych daje, iż rejon ten jest stosunkowo mało korzystny dla wysokiego plonowania ziemniaków.

Przebieg temperatury w okresie wegetacyjnym ziemniaków sprzyja plonowaniu ziemniaków. Średnie temperatury lipca są umiarkowane i korzystne dla fazy bulwienia, a temperatury sierpnia dla wzrostu kłębów. Niekorzystne są jedynie przymrozki, zarówno późnowiosenne, które uszkadzają nać ziemniaków, jak i wczesnojesienne, powodujące zahamowanie procesów życiowych ziemniaków, a przez to skrócenie okresu wegetacyjnego i niższe plonowanie. W skrajnych przypadkach wystąpienie wczesnojesiennych mrozów może powodować zamarznięcie upraw.

Na podstawie powyższych charakterystyk można wydzielić na obszarze woj. białostockiego rejony o mniej korzystnych warunkach klimatycznych i glebowych dla plonowania ziemniaków i bardzo dobrych. Najbardziej niekorzystne występują w okręgu białostockim i na Wzgórzach Sokólskich, zaś Równina Bielska i Wysoczyzna Drohicza cechują się dobrymi warunkami klimatycznymi i wysokim plonowaniem ziemniaków. Ważnym zagadnieniem w agrometeorologii jest prognozowanie fenologiczne. Dostatecznie wczesna bowiem znajomość dat terminów występowania poszczególnych faz fenologicznych pozwala na lepszą organizację prac polowych, wykonywanie prac pielęgnacyjnych, zabiegów ochrony roślin i planowanie wykopków. Przedstawiona w pracy próba prognozy dat zakwitania i zbiorów na podstawie dat wschodów ziemniaków wykazuje, iż prognozy oparte na jednym elemencie meteorologicznym nie zawsze mają dużą sprawdzalność. Jednak podjęta próba prognozowania pozwala na orientację warunków rozwoju ziemniaków w woj. białostockim.

VIII. ZAKOŃCZENIE – WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW W DRUGIEJ DEKADZIE XXI WIEKU (2011-2017)

Za najważniejsze osiągnięcia naukowe drugiej dekady XXI wieku należy uznać opublikowanie 3 zeszytów p.t. *Prace i Studia Geograficzne* – z lat 2011 i 2014:

- *Badania klimatu w różnych skalach przestrzennych* (red. Elwira Żmudzka, Katarzyna Grabowska), t. 47, 2011, Wyd. UW (WGSR)
- *60 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2010)*, t. 47, Suplement (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M.) (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, 2011, Wyd. UW (WGSR)
- *Tom dedykowany Pani Prof. dr hab. Marii Stopie-Boryczce* (red. Elwira Żmudzka), t. 56, 2014, Wyd. UW (WGSR)

Dużą wartością poznawczą cechuje się 11 tomów pt. *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, opublikowanych w latach 2012- 2017:

- *Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXVI-XXVII, 2012, ss. 596
- *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXVIII, 2012, ss. 470
- *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXIX, 2013, ss. 443
- *Klimat północno wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXX, 2013, ss. 550.
- *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)*(Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), t. XXXI-XXXII, 2014), ss. 422
- *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), t. XXXIII, 2015, ss. 444
- *Klimat Europy, Przeszłość – Teraźniejszość – Przyszłość (w kolejnych 33 tomach Atlasu I, 1974 – XXXIII, 2015)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J.) , t. XXXIV, 2016, ss. 462
- *Badania klimatu Europy w różnych skalach przestrzennych (w publikacjach Zakładu Klimatologii UW, 1951-2016)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J.), t. XXXV, 2016, ss. 415
- *Postęp badań zmian klimatu Ziemi w ostatnim tysiącleciu (XI-XXI)* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), t. XXXVI, 2017, ss. 407

Na szczególną uwagę zasługują pozycje dotyczące oceny zmian klimatu na potrzeby człowieka, czyli tomy: XXVIII, XXIX i XXX.

W tomie **XXVIII** pt. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* przedstawiono skróty prac magisterskich, dotyczące najważniejszych problemów badawczych:

- Rola cyrkulacji atmosferycznej w zmianach zanieczyszczenia powietrza związkami siarki (SO₂) w miastach na Mazowszu i innych regionach Polski
- *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce*, Pyłka K., 2005, s. 81-115
- *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w po-*

łudniowej Polsce, Skupińska A., 2009, s. 244-254

- Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza (dwutlenku siarki SO₂ i dwutlenku azotu NO₂) na przykładzie Warszawy
- *Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczenia w Warszawie*, Czerwonka A., 2000, s. 140-153
- Zależność stężenia dwutlenku azotu od natężenia ruchu drogowego i warunków pogodowych w Warszawie
- *Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006*, Szczepański P., 2010, s. 153-166
- Zmiany okresowe (dobowe i roczne) stężenia ozonu troposferycznego i ich zależność od warunków pogodowych
- *Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w śródmieściu Warszawy*, Jatzak K., 2004, s. 17-181
- Zależność stężenia pyłu zawieszonego w powietrzu od warunków meteorologicznych w Warszawie i Krakowie
- *Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009*, Faflak K., 2011, s. 292-301
- Kwasowość opadów atmosferycznych na przykładzie Warszawy i Jarczewa
- *Wpływ cyrkulacji atmosfery na kwasowość opadu na przykładzie Jarczewa*, Zduńczyk K., 2009, s. 206-217

W tomie **XXIX** pt. *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* zamieszczono skróty kilku prac magisterskich, dotyczących klimatu na trasach komunikacji lotniczej.

Prace dyplomowe w tym zakresie podejmowane były najczęściej z inicjatywy studentów specjalizacji klimatologicznej. Świadectwem tego niech będzie pierwsza praca magisterska J. Ososa pt. *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie*, wykonana przez czynnego pracownika LOT pod kierunkiem W. Okołowicza i Z. Kaczorowskiej w 1963 roku.

We współczesnym świecie daje się zaobserwować gwałtowny rozwój komunikacji lotniczej. Wzrosła liczba nowych połączeń, wydłużają się ich trasy i czas trwania lotu.

Komunikacja lotnicza stała się najbezpieczniejszym i najszybszym rodzajem transportu o szybko wzrastającej liczbie pasażerów. Gwałtownie rośnie też zainteresowanie zjawiskami atmosferycznymi, towarzyszącymi podróżom lotniczym i wywierającymi negatywny wpływ na organizm człowieka.

Tematy dotyczące bezpośrednio klimatu lotnisk najczęściej podejmowane były przez studentów specjalizacji w pierwszej dekadzie XXI wieku (Mrozek 2003, Błasiak 2007, Parzuchowski 2008, Olczak 2008, Szmyd 2008, Śmielak 2010, Tołoczko 2010).

Klimat lotniska Okęcie w Warszawie przedstawiony w rozdziałach III pt. *Klimat lotniska Okęcie w Warszawie w opublikowanych skrótach prac magisterskich Zakładu Klimatologii* i IV pt. *Klimat lotniska w Warszawie w archiwalnych pracach magisterskich Zakładu Klimatologii* jest potraktowany wyjątkowo, bo uwzględnia aż 15 prac związanych bezpośrednio lub pośrednio z tym problemem. Spośród nich wybrano cztery skróty prac, związanych bezpośrednio z lotnictwem.

Druga część pracy dotyczy klimatu lotnisk położonych nie tylko na Mazowszu ale i w innych regionach geograficznych Polski:

Nizina Mazowiecka – Warszawa (Okęcie), Radom (Sadków), Dęblin (Lotnisko)

- *Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960)*, Osos J., 1993, s. 18-37
- *Wstępna ocena możliwości numerycznego prognozowania mgieł na lotnisku Warszawa-Okęcie*, Błasiak K., 2007, s.37-47
- *Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970.*, Szulc-Bomba M., 1991, s. 123-130

- *Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy.*, Wiktorski G., 2011, s. 165-187
Klimat lotniska Sadków w Radomiu, Parzuchowski P., 2010, s. 187-204
- *Meteorologiczne uwarunkowania działań lotniczych na obszarze Wyższej Szkoły Oficerskiej Sił Powietrznych w Dęblinie*, Śmielak M. (praca licencjacka), 2010, s. 204-221
- **Pojezierze Mazurskie** – Olsztyn (Dajtki)
- Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki, Mrozek A., 2003, s.221-238
Pojezierze Wielkopolskie – Poznań (Ławica)
- *Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Ławicy*, Olczak E. (praca magisterska), 2008, s.238-266
- **Nizina Śląska** – Wrocław (Strachowice)
- *Niebezpieczne zjawiska pogodowe zagrażające funkcjonowaniu lotniska Wrocław Strachowice w latach 2006-2009*, Tołoczko A. (praca licencjacka), 2010, s. 266-280
Karpaty Polskie – Krosno (Lotnisko), góry
- *Wpływ warunków meteorologicznych na funkcjonowanie lotniska w Krośnie*, Szmyd J. (praca licencjacka), 2006, s. 266-280
- *Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich*, Szmyd J., 2008, s. 292-312
Za najważniejsze wyniki badań tej zasadniczej części Atlasu należy uznać prace dotyczące bezpośrednio oceny klimatu badanych lotnisk wymienionych miast.

Lotniska zbadano pod względem: kierunku i prędkości wiatru, częstości występowania mgieł, burz, zamieci śnieżnych, szronu oraz intensywnych opadów atmosferycznych. Wydzielono też okresy, w których pogoda najbardziej lub najmniej sprzyja komunikacji lotniczej.

Na szczególną uwagę zasługuje rozdział VI, który jest skrótem pracy magisterskiej Krzysztofa Buczyńskiego:

- Buczyński K., 1990, *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych*, [w:] t. XXIX, 2013, s. 312-338.

Jest on poświęcony problemom zdrowotnym pasażerów w komunikacji lotniczej, po przekroczeniu dalekich stref klimatycznych i czasowych.

Najwięcej miejsca poświęcono obciążeniom wynikającym ze zmiany strefy klimatycznej. Podjęto próbę określenia obciążeń klimatycznych, tj. stresu ciepła i stresu chłodu. Opisano zmiany odczuwalności cieplnej między portem docelowym a macierzystym za pomocą różnic temperatury efektywnej na trzech wybranych trasach:

Warszawa – Singapur

Warszawa – Kair

Warszawa – Montreal

Badając częstość występowania w ciągu roku codziennych różnic ΔNTE podzielonych w przedziały wyznaczono okresy występowania największych i najmniejszych obciążeń klimatycznych. I tak, dla tras Warszawa-Singapur i Warszawa-Kair najbardziej niekorzystny dla organizmu okres przypada między listopadem i lutym, a minimum obciążeń występuje między czerwcem i wrześniem (Singapur) lub kwietniem i październikiem (Kair). Analogiczne okresy dla trasy Warszawa-Montreal kształtują się następująco: maksimum obciążeń występuje od grudnia do lutego, a minimum od czerwca do września. Uzyskane wyniki mogą stanowić podstawę do planowania terminów lotów, jeżeli inne, ważniejsze uwarunkowania na to zezwalają.

Tom XXX pt *Klimat północno-wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* można uznać za syntezę dotychczasowych badań wpływu czynników geograficznych na klimat w różnych skalach przestrzennych.

Najpierw w rozdziale II przedstawiono najważniejsze wyniki badań z opublikowanego w 1986 roku t. IV Atlasu pt. *Klimat Północno-wschodniej Polski* (Opracowania

Zespołowego). Zawiera on głównie opis wzorami empirycznymi poszczególnych elementów meteorologicznych i zjawisk atmosferycznych oraz faz fenologicznych roślin. W Zakończeniu wyodrębniono opis zróżnicowania klimatu w zależności od położenia geograficznego, rzeźby, pokrycia terenu i zbiorników wodnych.

Zasadniczą część pracy, oryginalną ale dotychczas archiwalną stanowi rozdział III pt. *Opracowanie pod względem klimatycznym oraz dokonanie analizy porównawczej jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) północno wschodniej części Polski wg podziału J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego poświęcony szczegółowej charakterystyce klimatu północno-wschodniej części Polski. Za podstawę zróżnicowania klimatu w makroregionach posłużyły wcześniej wykonane mapy zawarte w t. IV Atlasu. Natomiast zróżnicowanie mezoregionalne udokumentowano głównie wynikami pomiarów meteorologicznych zestawionymi w tabelę ze stacji przypisanych tym mezoregionom.*

Rozdziały II i III opracowano korzystając z wyników obserwacji prowadzonych na stacjach meteorologicznych w 15-letnim okresie (1951-1965). Jest to okres najbardziej reprezentatywny ze względu na jednorodność ciągów obserwacyjnych. Jednolite pomiary na odpowiednio zagęszczonej sieci stacji meteorologicznych w Polsce rozpoczęto w zasadzie w 1951 r. Od 1966 roku nastąpiła zmiana terminów obserwacji na stacjach synoptycznych, a w 1971 – na stacjach klimatologicznych. Dlatego też w opracowaniu przyjęto przedział czasu 1951-1965 jako okres podstawowy.

W rozdziale IV pt. *Postęp badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski na przykładzie Niziny Mazowieckiej (w Atlasach tematycznych z lat 2008-2013)* przedstawiono najważniejsze wyniki badań klimatu Warszawy i okolic w ostatnich latach (początek XXI wieku) w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku. Ponadto Atlasy zawierają wyniki badań prowadzonych przez pracowników i studentów Zakładu Klimatologii w różnych skalach przestrzennych i czasowych: Europa, Polska, Mazowsze, Kotlina Warszawska, Równina Warszawska, Warszawa.

W rozdziale V pt. *Badania eksperymentalne klimatu lokalnego na przykładzie terenów miejskich, leśnych, jeziornych i bagiennych w publikacjach Zakładu Klimatologii UW* wyróżniono najważniejsze opracowania syntetyczne – reprezentatywne tematy badań np. miejskiej wyspy ciepła na przykładzie Warszawy, wpływu zbiorowisk leśnych na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie Puszczy Boreckiej, wpływ zbiorników wodnych na klimat na przykładzie Jeziora Śniardwy oraz wpływ terenów bagiennych na klimat lokalny na przykładzie Kotliny Biebrzańskiej.

Rozdział VI p.t. *Z badań eksperymentalnych klimatu lokalnego Północno-Wschodniej Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW* uzupełnia wyniki badań eksperymentalnych przeprowadzonych najwcześniej na Pojezierzu Litewskim i Mazurskim oraz na Nizinie Północnomazowieckiej i Północnopodlaskiej. Główny akcent położono na badania wpływu rzeźby i pokrycia terenu oraz jezior i bagien na klimat lokalny. Badania przeprowadzono w ramach kursowych ćwiczeń terenowych i zbierania materiałów do prac magisterskich.

Rozdział VII pt. *Ocena klimatu północno wschodniej części Polski na potrzeby człowieka* informuje, że nie pominięto też działów klimatologii stosowanej, czyli oceny warunków odczuwalnych w zależności od pory roku i pory dnia oraz warunków pogodowych. Podano też przykłady oceny warunków pogodowych dla potrzeb rolnictwa oraz sportu i turystyki.

Rozdział VIII pt. *Ogólna charakterystyka badań północno wschodniej części Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii UW w latach 1952-2010 (przykłady)* obejmuje wykaz ważniejszych prac magisterskich dotyczących zróżnicowania klimatu

północno-wschodniej części Polski w skali makroregionalnej i mezoregionalnej na przykładzie jednostek administracyjnych, geograficznych i większych miast.

Rozdział IX. pt. *Ocena klimatu na potrzeby różnych dziedzin gospodarki narodowej* obejmuje tytuły prac magisterskich opublikowanych i archiwalnych w zakresie następujących problemów: bioklimat miast północno-wschodniej Polski ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i uzdrowisk w strefie podmiejskiej, stan aerosanitarny Warszawy i innych miast NE Polski, oceny klimatu na potrzeby rolnictwa, budownictwa, sportu i turystyki oraz lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski.

Rozdział X. pt. *Próba oceny kierunków rozwoju gospodarczego niektórych makroregionów i mezoregionów geograficznych Polski* znajduje się w końcowych rozdziałach prac dyplomowych dotyczących klimatu województw wg podziału administracyjnego z 1975 r. Na przykład J. Wikiel-Wawer (1977) w pracy pt. *Klimat stołecznego województwa warszawskiego* dokonuje oceny klimatu badanych mezoregionów na potrzeby rolnictwa, ogrodnictwa, turystyki i wypoczynku.

W *Zakończenie* (rozdz. XI) wyeksponowano opis zróżnicowania klimatu północno-wschodniej Polski w zależności od położenia geograficznego, rzeźby i pokrycia terenu oraz zbiorników wodnych. Ponadto przedstawiono charakterystykę klimatu najchłodniejszych mezoregionów Pojezierza Litewskiego i najcieplejszych mezoregionów Niziny Środkowomazowieckiej. Zwrócono też uwagę na wyróżniające się cechy klimatu lokalnego w badanych jednostkach fizycznogeograficznych.

Opracowanie warunków odczucia ciepła i charakterystyk dotyczących bodźcowości klimatu północno-wschodniej części Polski, pozwoliło na wyróżnienie dwóch grup stacji, charakteryzujących się odmiennymi warunkami odczuwalnymi.

Do pierwszej grupy należą: Siedlce, Warszawa, Płock i Ostrołęka – reprezentujące kolejno: Nizinę Południowopodlaską, Nizinę Środkowomazowiecką, Kotlinę Toruńsko-Eberswaldzką i Nizinę Północnomazowiecką.

Drugą grupę stanowią stacje reprezentujące północne obszary Polski Północno-Wschodniej: Suwałki – Pojezierze Litewskie, Olsztyn – Pojezierze Mazurskie, Elbląg – Pobrzeże Gdańskie.

Oceny klimatu północno-wschodniej części Polski na potrzeby różnych działów gospodarki narodowej: bioklimat miast NE Polski ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy i uzdrowisk w strefie podmiejskiej, ocena klimatu na potrzeby rolnictwa, budownictwa, oraz sportu i turystyki przedstawiono na przykładach niektórych prac magisterskich :

**Bioklimat miast NE Polski ze szczególnym uwzględnieniem Warszawy
i uzdrowisk w strefie podmiejskiej**

- *Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski*, Nowicka- Walczyk A. , 1977, [w:] t. XXX, s. 421-435
 - *Charakterystyka bioklimatu woj. suwalskiego w cieplej porze roku*, Rokoszewska G., 1978, [w:] t. XXX , s. 436-448
 - *Wpływ warunków pogodowych na zgony mieszkańców Warszawy (1999- 2001)*, Dziedzic (Idzikowska) D. , 2005 , [w:] XII Piknik Naukowy,2008, s. 78-81)
 - *Charakterystyka termiczna sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach*, Grochulska B., 1978, [w:] t. XXIV, s. 176-183
 - *Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin*, Okrasa U, 1972, [w:] t. XXIV, s.31-40
- Ocena klimatu na potrzeby rolnictwa**
- *Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka* , Jakimiuk-Olszewska W., 1988, [w:] t. XXX ,s.486-496

- *Zależność temperatury i wilgotności powietrza od rodzaju upraw*, Jarzyna M., 1981, [w:] t. XXVI-XXVII, s. 373-383
- Ocena klimatu na potrzeby budownictwa**
- *Wpływ pogody na zróżnicowanie warunków odczuwalnych osiedla mieszkaniowego na przykładzie Białoteki Dworskiej*, Dybczyńska W., 1979, [w:] t. XXII, s. 116-118
- *Warunki odczuwalne osiedli warszawskich o dużym udziale i strukturze zieleni*, Dudzicka G., 1991, [w:] s t. XXII s. 147-155
- *Wpływ wysokiej zabudowy na kierunek i prędkość wiatru w osiedlach warszawskich*, Grabowski G., 1988, s.59-64, [w:] t. XXII s. 193-197
- *Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w centrum Warszawy*, Kijowski L., 1990, [w:] t. XXII s. 229-244
- Ocena klimatu na potrzeby sportu i turystyki**
- *Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu turystyki zimowej w woj. Suwalskim*, Remiszewski W., 1979, [w:] t. XXX, s. 459-469
- *Ocena klimatu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich dla potrzeb turystyki*, Toczyska I., 2003
- *Klimat jeziora Śniardwy dla potrzeb żeglarstwa*, Bereś J., 2001, [w:] t. XXX, s. 470-485
- *Wpływ zmian ciśnienia atmosferycznego na wypadki drogowe w Warszawie (2000 r.)*, Górski P., 2004, [w:] t. XXIV, s.204-210
- *Wpływ warunków atmosferycznych na wypadki drogowe w Radomiu*, Śmietanka, M., 1995, [w:] t. XXVI-XXVII, s.518-529.
- W kolejnych 6 tomach *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* przedstawiono syntezy dotychczasowych badań w zakresie:
 - *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)*, t. XXXI-XXXII (Boryczka J., Stopa-Boryczka M.) 2014, ss. 422
 - *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja*, t. XXXIII (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2015, ss. 444
 - *Klimat Europy. Przeszłość – Teraźniejszość – Przyszłość (w kolejnych 33 tomach Atlasu I,1974 – XXXIII, 2015, t. XXXIV (Stopa-Boryczka M., Boryczka J.), 2016, ss.462*
 - *Badania klimatu Europy w różnych skalach przestrzennych (w publikacjach Zakładu Klimatologii UW, 1951-2016)*, t. XXXV (Stopa-Boryczka M., Boryczka J, 2016, ss. 415
 - *Postęp badań zmian klimatu Ziemi w ostatnim tysiącleciu (XI-XXI)*, t. XXXVI (Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), 2017, ss. 407

W latach 2013-2016 odbyły się obrony 5 rozpraw doktorskich: Idzikowska Danuta (2013), Katarzyna Lindner-Cendrowska (2013), Joanna Wieczorek (2015), Khamis Daham Muslih (2015) i Joanna Popławska (2016).

W pracy doktorskiej **Danuty Idzikowskiej** (2013) zbadano wpływ warunków meteorologicznych i biometeorologicznych na umieralność w czterech miastach europejskich: Warszawie, Paryżu, Rzymie i Budapeszcie:

- p.t. *Wpływ warunków meteorologicznych i biometeorologicznych na umieralność w wybranych miastach europejskich*, promotor prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk, recenzenci: prof. dr hab. Teresa Kozłowska-Szczęsna, dr hab. Izabella Łęcka (UW), obrona 01.07.2013.
- Idzikowska D., 2011, *Związki między umieralnością a UTCI w Paryżu, Rzymie, Warszawie i Budapeszcie., Relationships between mortality and UTCI in Paris, Rome, Warsaw and Budapest*, Prace i studia Geograficzne, t. 47, Wyd. UW (WGSR), s. 311-318

Celem badań jest określenie związków statystycznych umieralności ze wskaźnikiem UTCI w wybranych miastach europejskich, zlokalizowanych w różnych strefach klimatycznych – ukazanie różnic w badanych związkach w uwzględnionych miastach. Ponadto, podjęto próbę wyznaczenia biotermicznych progów ryzyka zgonu.

Dane meteorologiczne i dotyczące umieralności wykorzystane w badaniach pochodziły z dwóch baz danych: dla Warszawy była to baza danych stworzona na potrzeby projektu 3 P04E 012 23 zatytułowanego „Wpływ środowiska na zdrowie i samopoczucie człowieka”. Dla pozostałych miast była to baza danych stworzona na potrzeby projektu PHEWE (Assessment and Prevention of Acute Health Effects of Weather Conditions in Europe). Dane meteorologiczne wykorzystane w badaniu składały się z wartości temperatury powietrza (°C), temperatury punktu rosy (°C), ciśnienia pary wodnej (hPa), wielkości zachmurzenia (oktanty) oraz prędkości wiatru (m/s) z godziny 12 UTC z lat 1990–2002. Dane dotyczące umieralności składały się z dobowej liczby zgonów ogółem oraz w podziale na kategorie wiekowe: 0–14, 15–64 i powyżej 64 lat, z lat 1991–2001.

Wykorzystując wymienione dane meteorologiczne, obliczono, za pomocą programu BioKlima©2.6, wskaźnik UTCI. Wykorzystując program Statistica 7.0, przeprowadzono analizę statystyczną przy wykorzystaniu macierzy korelacji. Największa średnia dobową liczba zgonów ogółem była stwierdzona w Paryżu (od ok. 115 w maju i czerwcu do blisko 140 w styczniu), a najmniej zgonów rejestrowano każdego dnia w Warszawie (od 40 w maju i czerwcu do 65 w lutym); różnice te wynikają oczywiście z wielkości obu miast. Niemniej w każdym z nich daje się zaobserwować wyraźną zmienność roczną – najmniej zgonów jest latem, a najwięcej w okresie zimowym (ryc. 1). Badając związki statystyczne UTCI z umieralnością ogółem (U_o) oraz umieralnością w trzech klasach wiekowych w latach 1991–2001, najsilniejsze powiązania wykazano między U_o i UTCI (współczynnik korelacji r waha się od $-0,15$ do $-0,17$). Wraz ze wzrostem wartości UTCI umieralność zmniejszała się.

Analizując sytuację w poszczególnych miastach, najsilniejsze związki stwierdzono między umieralnością ogółem oraz umieralnością osób powyżej 64 roku życia a UTCI ($-0,21 \geq r \geq -0,42$). Tu również wraz ze wzrostem wartości UTCI umieralność wykazywała spadek. Wyjątkowa okazała się umieralność osób powyżej 64 roku życia w Rzymie, gdzie wzrastała wraz ze wzrostem wartości UTCI. W Paryżu, Rzymie i Budapeszcie związki umieralności ogółem z UTCI były podobne, a w Warszawie trochę słabsze niż w pozostałych miastach. Umieralność wśród osób powyżej 64 roku życia wykazywała najsilniejsze związki z UTCI w Rzymie (r od $0,35$ do $0,57$) i Paryżu (r od $-0,36$ do $-0,42$), najsłabsze natomiast w Budapeszcie (r od $-0,11$ do $-0,13$). W poszczególnych porach roku zależność umieralności ogółem i w pierwszych dwóch klasach wiekowych od UTCI była bardzo słaba lub nieistotna statystycznie, jedynie umieralność u osób powyżej 64 roku życia wykazywała silniejszy związek z UTCI. Podobnie Revich i Shaposhnikov (2008) wykazali na przykładzie Moskwy, że u osób po 75 roku życia ryzyko zgonu wzrasta o 13–30%. W Warszawie i Budapeszcie zależności te były bardzo słabe, trochę silniejsze w Paryżu, a najsilniejsze w Rzymie. Zimą współczynnik korelacji między $U_{>64}$ a UTCI-2d w Rzymie wyniósł $0,56$, a w Paryżu wahał się od $-0,14$ do $-0,20$. Wraz ze spadkiem wartości UTCI liczba zgonów osób powyżej 64 roku życia rosła, jedynie w Rzymie liczba ta rosła ze wzrostem wartości UTCI.

Weather conditions influence the health and well-being of men. Many researchers indicate that the rise of morbidity or mortality is caused by extreme heat stressor extreme cold stress. Although the weather is not the main reason of the wrong functioning of the human being, the biothermal conditions may significantly intensify the symptoms of different diseases.

The aim of the study is to examine the influence of biothermal conditions, described by the Universal Thermal Climate Index (UTCI), based on Fiala multi-node model of human heat bal-

ance, on mortality in chosen European cities, situated in different climate zones. The study should also show the strength of these relationships and their differences in the researched cities.

The results show that the relationship between the mortality of people older than 64 years and UTCI with 2-days delay was the strongest. The greatest relationships between mortality and UTCI were observed in summer months (July and August). Rome appeared to be exceptional with the strongest relationship between mortality and UTCI (correlation coefficient up to 0.69). It was also the only city in which mortality always increased with the increase of the UTCI values in all seasons.

*) URI: <https://depotuw.ceon.pl/handle/item/305>

Prace i Studia Geograficzne, t. 47, Wyd. UW (WGSR), s. 311- 318 (autoreferat – skrócony)

Celem badań w pracy doktorskiej **Katarzyny Lindner-Cendrowskiej (2013)**:

– p.t. *Ocena warunków klimatycznych na potrzeby turystyki i rekreacji w wybranych miastach europejskich*, promotor prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk, recenzenci: dr hab. Elwira Żmudzka (UW), dr hab. Katarzyna Piotrowicz (UJ).

jest ocena warunków bioklimatycznych pod względem potrzeb w turystyce miejskiej i rekreacji w niektórych miastach europejskich.

Pogoda i klimat są ważnymi naturalnymi zasobami, ale również ograniczeniami dla turystyki i rekreacji. Kształtują one nie tylko ofertę turystyczną, ale również wpływają na wybór miejsca i pory wypoczynku oraz rodzaj podejmowanych aktywności w czasie wyjazdu wakacyjnego. Coraz częściej dostrzega się więc potrzebę prowadzenia szczegółowych badań nad bioklimatycznymi uwarunkowaniami turystyki i rekreacji na wolnym powietrzu, w szczególności na obszarach miast, w których skupia się znaczna część ruchu turystycznego.

Podstawowym celem niniejszych badań jest ocena warunków bioklimatycznych pod kątem ich przydatności dla turystyki miejskiej i rekreacji w wybranych stolicach europejskich. Dodatkowo w pracy realizowany jest również cel o charakterze metodycznym, jakim jest ocena narzędzi badawczych stosowanych przy waloryzacji warunków odczuwalnych na potrzeby turystyki i rekreacji na obszarach zurbanizowanych. W niniejszym opracowaniu opisano wpływ pogody na organizm i psychikę człowieka, jak również podjęto próbę określenia, jakie sytuacje meteorologiczne można uznać za optymalne do wypoczynku i rekreacji. Scharakteryzowane zostały metody stosowane w bioklimatologii przy waloryzacji warunków odczuwalnych, ze szczególnym uwzględnieniem narzędzi badawczych używanych dotychczas przy ocenie pogody i klimatu na potrzeby różnych rodzajów turystyki. Następnie, wykorzystując wybrane wskaźniki biometeorologiczne (Iclp, MHR, PET, PST oraz UTCI) przeprowadzono kompleksową analizę zmienności sezonowej warunków odczuwalnych w latach 2000-2009 w europejskich stolicach reprezentujących różne regiony turystyczne – w Madrycie, Sztokholmie i Warszawie. Szczególną uwagę zwrócono na występowanie warunków uciążliwych, niebezpiecznych dla zdrowia oraz niekorzystnie wpływających na samopoczucie w trakcie wypoczynku na powietrzu. Za pomocą narzędzi badawczych zaprojektowanych specjalnie do oceny warunków bioklimatycznych na potrzeby turystyki (wskaźników TCI i CIT oraz schematu CTIS i biotermiczno-meteorologicznej klasyfikacji pogody Błażejczyka), podjęto próbę określenia potencjału bioklimatu Madrytu, Sztokholmu i Warszawy dla turystyki miejskiej.

Wyniki tej analizy wskazują, że główne ograniczenia pogodowe dla wypoczynku na powietrzu we wszystkich trzech miastach związane są z warunkami biotermicznymi. Od listopada do marca w Sztokholmie i Warszawie występuje dużo dni z silnym stresem chłodu, podczas gdy w Madrycie od kwietnia do początków września obserwuje się umiarkowaną liczbę dni ze stresem gorąca. Najkorzystniejszym okresem w ciągu roku dla turystyki miejskiej w Madrycie są marzec i październik, w Sztokholmie miesiące letnie, w Warszawie zaś przełom kwietnia i maja oraz wrzesień. W niniejszej pracy wykorzystano również wyniki badań ankietowych prowadzonych za pomocą kwestionariusza odczud cieplnych, które posłużyły do scharakteryzowania regionalnego i sezonowego zróżnicowania percepcji pogody u osób przebywających na obszarach turystycznych trzech analizowanych miast. Zbadano związki między odczuciami cieplnymi ludzi, a warunkami biometeorologicznymi, jak również określono wpływ cech osobowych i wybranych czynników psychologicznych, na wrażenia termiczne i preferencje ludzi.

Wykazano, że w poszczególnych porach roku ludzie najczęściej odczuwają warunki pogodowe jako subkomfortowe, w związku z czym różne warunki biotermiczne są przez nich uznawane w ciągu roku za termoneutralne. Co więcej, odczucia cieplne ludzi nie wynikają jedynie z reakcji organizmu na zmienne warunki biometeorologiczne, ale również podlegają wpływowi wielu czynników o charakterze kulturowym, psychologicznym czy osobistym. Zaobserwowano również, że u osób przebywających na powietrzu w celach rekreacyjnych można wyróżnić specyficzne cechy percepcji pogody, takie jak większą tolerancję dla warunków termicznych w znacznym stopniu odbiegających od termoneutralnych oraz preferowanie niezależnie od aktualnej temperatury powietrza dużego usłonecznienia i niewielkiej prędkości wiatru (nawet poniżej 0,6 m/s). W niniejszej pracy podjęto także próbę opracowania rekomendacji dotyczących schematu badawczego, który mógłby stać się standardem w badaniach waloryzacyjnych klimatu na potrzeby turystyki i rekreacji w mieście.

Wykazano, że turystyczno-klimatyczne wskaźniki TCI oraz CIT nie powinny być stosowane przy tego typu ocenie, jak również wskazano na problem zgodności skal wskaźników biometeorologicznych z rzeczywistymi odczuciami ludzi, sugerując rekaliibrację wskaźników na podstawie badań ankietowych oraz wprowadzenie ruchomych skal odczud cieplnych, zmieniających się wraz ze zmieniającymi się warunkami atmosferycznymi w ciągu roku. Podkreślono również, iż najlepsze rezultaty otrzymano stosując skalibrowane wskaźniki odczud bądź obciążenie cieplnych człowieka wraz z uzupełniającymi badaniami percepcji pogody na docelowej grupie turystów.

Summary

For many years various complex biometeorological indexes have been used to assess sensible climate conditions. Initially a common approach was to use indices that took into account only a few chosen meteorological elements to show intensity of both direct and indirect impacts of atmosphere on human body. In 1960s first indexes based on human heat budget considerations were appeared. They base on heat exchange between human body surface and the environment, but still they passed over the complexity of physiological processes that take place in human organism as the response to atmospheric stimuli.

In the present research recently developed index has been applied – UTCI (Universal Thermal Climate Index) in order to characterise bioclimatic conditions in Warsaw. It considers not only heat flow between body surface and the environment but also heat exchange in the body itself – between its inner parts and outer layers. The present paper is one of the few first attempts to assess sensible climate of Warsaw using UTCI.

Daily meteorological data from Warszawa-Okęcie synoptic station derived from SYNOPs for 12:00 UTC were used for the calculations. The analysed period was 2000–2009. Mean radiant temperature (T_{mrt}) and UTCI values were calculated using BioKlima v.2.6 software package (<http://www.igipz.pan.pl/geockoklimat/blaz/BioKlima.htm>).

* URI: <https://depotuw.ceon.pl/handle/item/282> (skrót pracy zmieniony)

Celem pracy doktorskiej **Joanny Wieczorek** (2015):

- p.t. *Wpływ czynników środowiskowych na produkcję melatoniny w organizmie człowieka*, promotorzy: prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk (UW), prof. dr Takeshi Morita (Fukuoka Woman University), recenzenci: prof. dr hab. Krystyna Skarło-Sońta, dr hab. Robert Twardosz. Jest określenie zależności zawartości melatoniny w organizmie człowieka od środowiska.

Melatonina (MLT) jest głównym hormonem wydzielanym przez szyszynkę, gruczoł dokrewny zlokalizowany w centralnej części mózgu człowieka. Hormon ten odpowiada za przekazywanie informacji o warunkach oświetleniowych do wewnętrznego zegara biologicznego, który następnie synchronizuje pracę całego organizmu. Wiele cykli fizjologicznych ma pośredni związek z rytmem wydzielania melatoniny. Obecność receptorów melatoninowych stwierdzono również w wielu narządach. Badania kliniczne wykazały, że rytm syntezy i sekrecji melatoniny jest charakterystyczny i stały dla danej osoby. Przyjmuje się zatem, że może on być wykorzystywany jako wskaźnik oceny rytmu okołodobowego a także kondycji zdrowotnej. Ze względu na wspomnianą sieć powiązań, zwraca się uwagę na istotną rolę melatoniny i stosuje w różnego rodzaju terapiach. Melatonina jest wytwarzana głównie w fazie ciemnej. Jej koncentracja w organizmie wykazuje rytmiczność okołodobową, związaną z cyklem oświetlenia. Dotychczas przeprowadzone badania laboratoryjne wykazały, że mechanizmy pobudzenia szyszynki i sekrecja melatoniny u ludzi są zależne od rodzaju, natężenia, charakterystyk spektralnych oraz momentu wystąpienia bodźca świetlnego i czasu ekspozycji. Stwierdzono, że siła odpowiedzi jest również zależna od poprzedzającej wystąpienie wspomnianego bodźca dziennej ekspozycji świetlnej, czyli tak zwanej historii foteicznej. Wspomniane badania, przeprowadzane były w ściśle kontrolowanych warunkach oświetlenia.

Rozpoznanie wymaga, jakie cechy oświetlenia determinują wydzielanie melatoniny w warunkach rzeczywistych, dnia codziennego. Wstępne badania środowiskowych

uwarunkowań produkcji melatoniny wykazały możliwą rolę czynników radiacyjno-klimatycznych (w miejscu stałego zamieszkania, w warunkach środowiskowych, do których dana osoba jest zaadaptowana). Stwierdzono występowanie sezonowych oraz regionalnych różnic sekrecji MLT w badanych populacjach polskiej, japońskiej i wietnamskiej. Na podstawie przytoczonych wyników przyjęto hipotezę, która zakłada, że ustalenie się charakterystycznego rytmu wydzielania melatoniny jest wynikiem długo-okresowej adaptacji do lokalnych warunków środowiskowych (oświetleniowych), stąd nagła zmiana warunków radiacyjnych będzie skutkować zmianą wydzielania melatoniny, zwłaszcza maksimum dobowego melatoniny. Założono, że określenie związków pomiędzy wybranymi czynnikami środowiskowymi a charakterystykami wydzielania melatoniny wymaga obserwacji wydzielania hormonu w warunkach środowiska typowych dla osoby badanej, jak również w warunkach, do których osoba ta nie jest zaadaptowana. Przyjęto, że do realizacji postawionego celu konieczne będzie przeprowadzenie badań terenowych. Zaprojektowano eksperyment, który zakładał obserwację wydzielania melatoniny u ośmiu ochotników z Polski w miejscu ich stałego zamieszkania (Warszawa) oraz w okresie pobytu w okołobiegunowej strefie oświetleniowej (Tromsø). Każda sesja eksperymentu obejmowała 21 dni badań (7 dni kontrolnych, 7 dni w Tromsø i 7 dni w Warszawie, po powrocie). Pomiary przeprowadzono dwukrotnie – w okresie przesilenia letniego (22 maja – 11 czerwca 2011) i zimowego (5 – 25 stycznia 2012), czyli w okresie, kiedy w Tromsø panowały warunki dnia polarnego i nocy polarnej. Eksperyment zakładał, że w każdej serii eksperymentu uczestnicy podejmować będą typowe dla siebie formy aktywności - prace biurowe, aktywność naukową, prace domowe oraz aktywność turystyczną (w Tromsø). Ochotników zobowiązano jedynie do przestrzegania okresu spoczynku, który przypadał na godziny od 23 do 7 rano a także do przestrzegania terminów poboru materiału (w terminach 11:00, 15:00, 19:00, 23:00, 03:00, 07:00). Stężenia melatoniny oznaczono w próbkach śliny, z wykorzystaniem metody radioimmunologicznej RIA. Maksimum dobowe melatoniny: stężenie (MPV) i czas wystąpienia (MPT) obliczono na podstawie interpolacji matematycznej rozkładu Gaussa danych terminowych, wykorzystując oprogramowanie Spline. W czasie trwania eksperymentu prowadzono pomiar ciągły oświetlenia, w bezpośrednim otoczeniu ochotników - natężenia oświetlenia (lux), a także wielkość strumienia promieniowania widzialnego w 50-nm zakresach spektralnych oraz pomiar natężenia promieniowania całkowitego i aktywnego fotosyntetycznie w terenie otwartym. Na podstawie uzyskanych danych dokonano analizy charakterystyk oświetlenia oraz wydzielania melatoniny w badanej grupie. W celu określenia związku pomiędzy badanymi czynnikami środowiskowymi a charakterystykami wydzielania melatoniny przeprowadzono analizę z wykorzystaniem regresji liniowej. Uzyskano następujące wyniki:

- Rzeczywista ekspozycja świetlna w miejscu stałego zamieszkania wykazuje zróżnicowanie sezonowe, pomimo dużego udziału światła sztucznego w indywidualnej ekspozycji,
- Maksimum dobowe melatoniny (MPV i MPT) podlega niewielkiej zmienności sezonowej, choć model sekrecji u danej osoby jest stabilny – w populacji występują osoby o niskim i wysokim wydzielaniu hormonu, jak również o wczesnym lub późnym wystąpieniu dobowej wartości maksymalnej,
- Indywidualny dobowy rytm wydzielania melatoniny pozostaje zachowany (wartości maksymalne obserwowane są w okresie nocy), nawet w czasie pobytu w warunkach naturalnego stałego oświetlenia i ciemności (dzień polarny i noc polarna), choć zmianie podlegają ekstrema rytmu – maksymalne dobowe stężenie (MPV) i czas jego wystąpienia (MPT),
- Na kształtowanie maksimum dobowego melatoniny (MPV i MPT) najistotniejszy wpływ mają warunki oświetleniowe w okresie bezpośrednio poprzedzającym wystąpienie maksimum, a także charakteryzujące okres wieczorny. Wpływ mają jedynie warunki oświetleniowe

w bezpośrednim otoczeniu badanego (oświetlenie naturalne i/lub sztuczne). Maksimum dobowe melatoniny nie wykazuje bezpośredniego związku ze zmianami oświetlenia zewnętrznego (naturalnego),

- W warunkach rzeczywistych indywidualne zmiany wielkości maksimum dobowego melatoniny (MPV i MPT) wykazują związek ze zmianami poziomu aktywności oraz zmianami natężenia oświetlenia i rozkładu widmowego promieniowania, charakteryzujących ekspozycję świetlną. Zastosowany układ i harmonogram eksperymentu pozwoliły na uzyskanie wyników dotyczących dobowych i sezonowych wzorców wydzielania melatoniny u mieszkańców strefy umiarkowanej, jak również charakterystyk ich rzeczywistej ekspozycji świetlnej. W warunkach rzeczywistych wykazano występowanie związku pomiędzy zmianami poziomu aktywności, natężenia oświetlenia i charakterystyk spektralnych promieniowania a wydzielaniem melatoniny. Realizacja badań w strefie polarnej umożliwiła określenie zmian wydzielania melatoniny w skrajnych, naturalnych warunkach oświetleniowych. Badanie to jako pierwsze udokumentowało międzydobowe zmiany maksimum dobowego melatoniny (MP) u turystów, realizujących podróż do innej strefy oświetleniowej, bez zmiany strefy czasowej. Na podstawie uzyskanych wyników można również wskazać, że proces adaptacji (stabilizacji MP) do nowych warunków oświetleniowych przebiega w okresie tygodnia, po powrocie trwa nieco dłużej, jeśli podróż realizowana jest latem. Podróże zimowe zaburzają MP w większym stopniu, a adaptacja przebiega w okresie dłuższym niż tydzień i jest bardziej zróżnicowana osobniczo.

Melatonin (MLT) is the main hormone produced by the pineal gland, which is located in the central part of the human brain. This hormone is responsible for providing information about the lighting conditions to the internal biological clock, which synchronizes the operation of the entire body. Many physiological cycles have an indirect relationship with the rhythm of melatonin secretion. The presence of melatonin receptors have also been found in many organs. Clinical studies have shown that the rhythm of melatonin synthesis and secretion is characteristic and constant for a certain person. It is therefore assumed that it may be used as an indicator of circadian rhythm assessment and health status. That is why many researchers pay attention to the important role of melatonin and try to use it in various kinds of therapies. Melatonin is produced mainly in the dark phase. The concentration of MLT in the body has a circadian rhythm associated with the lighting cycle. So far, laboratory studies have shown that the mechanisms of stimulation of the pineal gland and melatonin secretion in humans depend on the type, intensity, spectral characteristics, the onset and the duration of the light stimuli. It was found that the power of the response is also dependent on the lighting conditions prior to studied light exposure, so-called the photic history. These studies were carried out under strictly controlled conditions. It is still to be identified which characteristics of light influence at melatonin secretion in real, everyday life. Preliminary studies of environmental determinants of melatonin production showed a possible role of climatic and radiation factors (in the place of habitual residence, in the environmental conditions to which a person is adopted). Seasonal and regional differences in the secretion of MLT in the studied populations (Polish, Japanese and Vietnamese) were found. On the basis of those results it was hypothesized that the determination of the individual characteristics of the melatonin secretion is the result of a long-term adaptation to local environmental conditions (lighting). Hence, a sudden change in the radiation conditions will result in a change of the melatonin secretion, especially the melatonin peak. It was assumed that the determination of the relationship between environmental factors and selected characteristics of the melatonin secretion requires observation of the secretion of the hormone in environmental conditions typical of the person examined, as well as the conditions to which the person is not adapted. To achieve this objective, a field experiment was established to be conducted necessarily. An experiment designed for this study assumed that the observations of melatonin secretion in eight Polish volunteers will be conducted in the place of their habitual residence (Warsaw) and during the stay in the circumpolar zone (Tromsø). Each session of the experiment consisted of 21 days (7 control days, 7 days in Tromsø and 7 days in Warsaw, after returning). The measurements were carried out

twice - during the Summer (May 22 - June 11, 2011) and the Winter (5 -25 January 2012) solstice. In these periods in Tromso polar day and polar night conditions prevailed. The experiment assumed that in each part of the experiment, the participants will do their regular activities - office work, scholar activity, housework and tourist activity (Tromso). The volunteers were required to comply the period of wakefulness and rest (from 11 pm to 7 am) as well as the terms of the saliva collection (at 11:00, 15:00, 19:00, 23:00, 3:00, 7:00). Melatonin concentrations were determined in saliva samples using radioimmunoassay RIA. Daily melatonin maximum: concentration (MPV) and the time of its occurrence (MPT) were calculated by the mathematical interpolation (based on Gaussian distribution) of term data, using Spline software. During the experiment continuous measurement of lighting conditions were conducted: illuminance (lux) and the flux of visible radiation in the 50-nm spectral ranges - in the immediate surroundings of volunteers as well as outdoors measurements of global radiation and photosynthetically active radiation. Basing on the collected research material, an analysis was carried out: characteristics of lighting conditions and melatonin secretion as well as the relationships between the environmental factors and the melatonin secretion in the study group. The following results were obtained:

- The real human light exposure, at the place of habitual residence, shows a seasonal variation despite the large proportion of an artificial light,
- Daily melatonin peak (concentration: MPV and time of its occurrence: MPT) undergoes a slight seasonal variations, although the individual model of the secretion is stable - the human population consists of people with high or low secretion of the hormone, as well as with early or late daily maximum occurrence,
- Individual circadian profile of melatonin secretion remains unchanged (with melatonin peak at night), even during the stay in natural conditions of constant light or darkness (polar day and polar night), although the extremes of the rhythm (MPV and MPT) are shifted,
- The melatonin peak (MPV and MPT) is affected by the lighting conditions in the period immediately preceding its occurrence as well as in the period of the evening. Changes of the melatonin peak have no direct relationship with changes in the external (natural) lighting conditions - only the lighting conditions in the surroundings of the subject are important,
- In real life conditions, changes of the individual melatonin peak (MPV and MPT) show a correlation with changes in activity level and changes in light exposure, characterized by intensity and spectral distribution, The results of the experiment showed the diurnal and seasonal patterns of melatonin secretion in the temperate zone residents, as well as the characteristics of their actual light exposure. In real conditions the relationship between changes in activity levels, brightness and spectral characteristics of the light and the secretion of melatonin has been demonstrated. Conducting this research in the polar zone enabled us to determine the changes in the melatonin secretion in extreme natural lighting conditions. It is the first study which has documented the changes of the daily melatonin maximum (MP) from day to day in tourists, who travel to different lighting zones, without changing the time zone. The obtained results may also indicate that the process of adaptation (stabilization of MP) to the new lighting conditions takes about a week and a little longer after the return. If the journey is performed in the Summer. Winter travels seem to result in greater disruption of MP. The adaptation takes place in a period longer than a week and varies more between individuals

*) URI: <https://depotuw.ceon.pl/handle/item/961> (skrót pracy zmieniony)

W pracy doktorskiej **Khamis Daham Muslih** (2015):

- p.t. *The historical climate changes and their effect in emergence and collapsing the ancient civilizations in Mesopotamia* (promotor prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk)
- oceniono związki między zmianami warunków klimatycznych a rozwojem i upadkiem cywilizacji na badanym obszarze.

Historyczne zmiany klimatu i ich wpływ powstawanie i upadek antycznych cywilizacji w Mezopotamii. Głównym celem rozprawy jest dokonanie krytycznej analizy historycznych zmian klimatu oraz zmian antycznych cywilizacji na terenie Mezopotamii. Analiza ta pozwoliła na zrozumienie związków, jakie zachodziły pomiędzy zmia-

nami warunków klimatycznych a rozwojem i upadkiem cywilizacji na badanym obszarze. Główne pytanie badawcze zostało sformułowane następująco: w jaki sposób zmiany klimatu wpływały na rozwój i zanik antycznych cywilizacji w Mezopotamii w okresie 3000-0 BC? W celu znalezienia odpowiedzi na tak postawione pytanie przeprowadzono szczegółową analizę różnych pośrednich danych klimatycznych (tzw. dane „proxy”). Zostały one zaczerpnięte z publikowanych źródeł paleoklimatycznych, archeologicznych i historycznych dotyczących różnych przejawów funkcjonowania społeczeństw Mezopotamii. Stwierdzono, że zmiany warunków klimatycznych odgrywały istotną rolę w życiu społecznym w Mezopotamii. Wyróżniono 3 okresy o pozytywnym oddziaływaniu klimatu na funkcjonowanie kolejnych cywilizacji. Optymalne warunki klimatyczne (odpowiednia temperatura i opady atmosferyczne) były wtedy pozytywnie skorelowane z wysokim poziomem rozwoju społecznego i ekonomicznego oraz silną integracją polityczną. Pierwszy z tych okresów obejmował wieki od 29 do 23 BC, a drugi - wieki od 9 do 6 BC. Podczas tych dwóch okresów rozwinęły się największe cywilizacje Mezopotamii: Sumeryjska, Akadyjska, Neo-Asyryjska i Neo-Babilońska. Trzeci okres optymalnych warunków klimatycznych miał miejsce w wiekach od 18 do 15 BC. Rozwinęły się wtedy pierwsza dynastia babilońska, która została w drugiej części okresu wyparta przez ludy Chesyckie (era chesycka). Okresy o optymalnych warunkach klimatycznych były rozdzielone dwoma długimi fazami o obniżonej temperaturze powietrza i zmniejszonych opadach atmosferycznych. Prowadziło to do negatywnych zmian w życiu społecznym i ekonomicznym oraz rozpadu struktur politycznych, a w konsekwencji do całkowitego upadku istniejących wtedy cywilizacji. Dlatego też do tych okresów używane jest określenie „Dark Ages”. Pierwszy z nich miał miejsce na przełomie 3 i 2 tysiąclecia BC, a drugi – na przełomie 2 i 1 tysiąclecia BC. Przeprowadzone badania i analizy pozwoliły także na stwierdzenie, że warunki klimatyczne odgrywały kluczową rolę w przemieszczaniu się centrów kolejnych cywilizacji z południa, ku centrum i północnych obszarów Mezopotamii.

The main objective of this dissertation is the analysis of the historical climate changes and structures of civilizations in ancient Mesopotamia, in an attempt to make substantial contributions to fundamental understanding the nature of relationships between the climate conditions and development of ancient societies in Mesopotamia. Thus, the main research question is: how did climate changes were affecting in rising and declining ancient civilizations in Mesopotamia during the period 3000–0 BC? Drawing on analysis of available data sources such as palaeoclimate proxy records, historical and archaeological archive, the researcher point out numerous of significant conclusions, which consistent with what we seek to verify according to hypotheses of this dissertation. There was a significant role of climate conditions in directing the ancient Mesopotamia societies during the study period. There were three periods of positive climate impact on the Mesopotamia's civilizations represented by optimal climate conditions associated with high level of social and economic development and political integration. First period extended from 29th to 23th century BC. Second period was from the 9th to the end of 6th century BC. During those two periods greatest empires of Mesopotamia were established: Sumerian, Akkadian, Neo-Assyrian and Neo-Babylonian empires. A clear link observed between climate improvement and the emergence of the first Babylonian dynasty and Kassites era that was the third period of positive climate impact. On the other hand there were two periods of negative climate impact on social, economic and political structures in Mesopotamia. They were cool and dry climate with total collapse of ancient civilizations, which are called Dark Ages. The first period set up during the end of third millennium and the beginning of second millennium BC. The second one was in the end of second millennium and the beginning of first millennium BC. Climate conditions had the most important role for transfer of the civilization's centers from the southern Mesopotamia towards the northern Mesopotamia.

*) Muslih Khamis [APD] (2015-06-15) (skrót pracy zmieniony)

Głównym celem pracy doktorskiej **Joanny Popławskiej**: (2016)

- p.t. *Zastosowania wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków* (promotor dr hab. Elwira Żmudzka)

jest ocena przydatności wybranych wskaźników: konwekcyjnych, uskoku wiatru i złożonych, a także obrazów radarowych i zdjęć satelitarnych w detekcji małoskalowych wirów powietrznych w zależności od ich genezy (tornado lub trąba powietrzna) na obszarze Polski (w ramach studium przypadków), jak również określenie ich przebiegu dobowego, rocznego i wieloletniego w ostatnich latach oraz w ujęciu historycznym. Praca stanowi uzupełnienie stanu wiedzy na temat zjawisk wirowych w Polsce. Wykazano, że w ostatnich latach nastąpił wzrost liczby wirów powietrznych w Polsce. Sezon tornad i trąb powietrznych trwa od maja do września (maksimum ich występowania w ciągu roku przypada na sierpień). Zjawiska wirowe tworzą się przeważnie w godzinach popołudniowych. Tornado występują na ogół między godziną 11:00-18:00 UTC, a trąby powietrzne pojawiają się już od wczesnych godzin porannych. Stwierdzono, że w latach 2006-2012 tornado tworzyły się głównie na obszarze makroregionów: Wyżyny Śląskiej, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Przedborskiej, a także pogranicza Wzniesień Południowomazowieckich i Niziny Południowowielkopolskiej. Trąby powietrzne występowały zwykle we wschodniej części makroregionu Pojezierza Wielkopolskiego i wzdłuż wybrzeża Morza Bałtyckiego. Najbardziej przydatne w detekcji wirów powietrznych w Polsce są wskaźniki konwekcyjne: LCL i CAPE. Duże znaczenie prognostyczne mają też wskaźniki uskoku wiatru: DLS i LLS. W warunkach polskich detekcja wirów na podstawie wskaźników złożonych jest ograniczona. Spośród wskaźników złożonych żaden nie sprawdził się w warunkach polskich. Udokumentowano, że dużym uskokom wiatru często towarzyszą obniżone wartości CAPE, a gdy występuje duża chwiejność atmosfery, uskoki wiatru są niewielkie. Analiza obrazów radarowych dowiodła, że superkomórki burzowe, które wywołały tornado cechowała zwykle odmienna trajektoria, czego nie wykazywały już układy konwekcyjne, z których rozwinęły się trąby powietrzne. Dla większości superkomórek burzowych wykryto też charakterystyczne odbicie radarowe hook echo, które świadczyło o obecności mezocyklonu. Można było je zauważyć już na kilkanaście minut przed zejściem wiru, ale nie zawsze było w równym stopniu widoczne. Zdjęcia satelitarne są przydatne w rozpoznaniu wypiętrzeń ponad kowadła chmur burzowych, które są przejawem silnych prądów wstępujących.

Największą wartość naukową, w odniesieniu do literatury z zakresu zjawisk burzowych i trąb powietrznych, mają wyniki badań statystycznych zjawisk wirowych (tornad i trąb powietrznych), które wystąpiły w latach 2006-2012 nad obszarem Polski. Dużo ważnych informacji o tornadach i trąbach powietrznych dostarczyły przede wszystkim histogramy wskaźników charakteryzujących zjawiska wirowe. Są to empiryczne rozkłady liczebności tornad i trąb powietrznych w ustalonych przedziałach wartości wskaźników określających stan atmosfery.

Szczególne znaczenie w badaniach uwarunkowań występowania tornad i trąb powietrznych nad obszarem Polski mają wskaźniki: poziom kondensacji, poziom swobodnej konwekcji, poziom równowagi, wartość energii potencjalnej w warstwach powietrza 0-6 km i 0-3 km, wskaźnik określający stabilność atmosfery oraz wskaźniki charakteryzujące pionowy profil wiatru (tzw. uskok wiatru).

Maksima liczebności tornad i trąb powietrznych na tych histogramach wskazują przedziały wartości wskaźników konwekcyjnych o maksymalnym prawdopodobieństwie.

The aim of the study is to assess the suitability of selected indicators: convection, wind shear, and complex, as well as radar and satellite images in the detection of small-scale vortices of air depending on their origins (supercell tornado or non-supercell tornado) on Polish territory (case studies), as to identify their daily, annual and long-term progress in recent years and in historical perspective. This work complements the state of knowledge about the vortex phenomena in Poland. It has been shown that in recent years there was an increase of air vortices in Poland. Supercell tornadoes and non-supercell tornadoes season runs from May to September (maximum of occurrence during the year falls in August). The phenomenon of vortex formed mostly in the afternoon. Supercell tornadoes generally occur between the hours of 11: 00-18: 00 UTC, and non-supercell tornadoes occur from the early hours of the morning. It was stated that in 2006-2012 super cell tornadoes formed mainly in the area of macro-regions: Silesian Upland, Kraków-Częstochowa Upland and Przedborska Upland, as well as the border South-Mazovia Hills and South-Wielkopolska Lowland. Non-supercell tornadoes generally occurred in the eastern part of the macro-region of Wielkopolska Lake District and along the coast of the Baltic Sea. The most useful in the detection of whirlwinds in Poland are convection indicators: LCL and CAPE. Also wind shear indicators: DLS and LLS they are quite important. Among of the composite indicators, none has proven itself in Polish conditions. It was noted that the increased wind shear is often accompanied by reduced values of CAPE, and when there is a high atmosphere instability, wind shear are small. Analysis of radar images proved that the super cell that caused tornadoes usually characterized by different trajectory, which did not show convective system, of which the whirlwinds developed. For most super cells detects a characteristic radar reflectivity – hook echo, which testified to the presence of mesocyclone. It was possible to observe for several minutes before vortex descending, but it was not always equally visible. Satellite images are useful in identifying up liftings over the anvil of storm clouds, (overshooting tops) which are a sign of strong updrafts

*) URI: <https://depotuw.ceon.pl/handle/item/1518> (skrót pracy zmieniony)



**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

**BADANIA KLIMATU EUROPY
W RÓŻNYCH SKALACH PRZESTRZENNYCH
(W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW, 1951-2016)**

TOM Z OKAZJI:

200 LAT UNIWERSYTETU WARSZAWSKEGO

100 LAT GEOGRAFII WARSZAWSKIEJ

40 LAT WYDZIAŁU GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH

**UNIWERSYTET WARSZAWSKI
WYDZIAŁ GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH**

MARIA STOPA-BORYCZKA , JERZY BORYCZKA

**XXXV. BADANIA KLIMATU EUROPY
W RÓŻNYCH SKALACH PRZESTRZENNYCH
(W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UW, 1951-2016)**

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2016

419

SPIS TREŚCI (35)

I.	WPROWADZENIE	5
II.	66 LAT DZIAŁALNOŚCI NAUKOWEJ I DYDAKTYCZNEJ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersytetu Warszawskiego (1951-2016)	9
2.1.	Złoty Jubileusz Zakładu Klimatologii (1951-2000)	9
2.2.	Postęp badań zmian klimatu Polski i Europy w pierwszej dekadzie XXI wieku w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku	31
2.3.	Badanie klimatu w różnych skalach przestrzennych	42
2.4.	Ważniejsze wyniki badań Zakładu Klimatologii (2011-2016)	48
III.	KIEROWNICY KATEDRY KLIMATOLOGII INSTYTUTU GEOGRAFICZNEGO UNIwersytetu Warszawskiego (1951-1974)	69
	Biogramy: Romuald Gumiński (1951-1952), Wincenty Okołowicz (1953-1974), Zofia Kaczorowska (1951-1972)	
IV.	KIEROWNICY ZAKŁADU KLIMATOLOGII WYDZIAŁU GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH UNIwersytetu Warszawskiego (1975-2015)	95
	Biogramy: Maria Stopa-Boryczka (1975-2003), Jerzy Boryczka (2004-2007), Krzysztof Błażejczyk (2008-2015), Elwira Żmudzka (od 2015)	
V.	DZIAŁALNOŚĆ NAUKOWA I DYDAKTYCZNA ORAZ ORGANIZACYJNA PRACOWNIKÓW ZAKŁADU KLIMATOLOGII WYDZIAŁU GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH UW (1960-2016)	149
	Biogramy: Danuta Martyn, Urszula Kossowska-Cezak, Maria Kopacz-Lembowicz, Krzysztof Olszewski, Jolanta Wawer, Bożena Kicińska, Katarzyna Grabowska, Katarzyna Lindner- Cendrowska, Joanna Popławska, Elżbieta Błażek, Jan Skrzypczuk, Monika Lisowska, Kamil Leziak, Kinga Nelken	
VI.	WYKAZ ROZPRAW HABILITACYJNYCH I DOKTORSKICH, POZYCJI KSIĄŻKOWYCH, PRAC SERYJNYCH I ZLECONYCH WYKONANYCH W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII UW (1962-2016)	227
VII.	UDZIAŁ STUDENTÓW W BADANIACH NAUKOWYCH ZAKŁADU KLIMATO- LOGII UNIwersytetu Warszawskiego	277
7.1.	Ważniejsze problemy badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski i Europy	277
7.2.	Skróty prac magisterskich opublikowanych w Atlasie współzależności param- etrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce – w tomach XXII (2008) -XXX (2013) oraz w dziele piknikowym (2008)	292
VIII	WYKAZ PRAC MAGISTERSKICH WYKONANYCH W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII UNIwersytetu Warszawskiego W LATACH 1952-2015	309
IX.	WYKAZ PRAC LICENCJACKICH WYKONANYCH W ZAKŁADZIE KLIMATO- LOGII UNIwersytetu Warszawskiego W LATACH 2003-2015	335
X	GLOBALNE ZMIANY KLIMATU WEDŁUG PARAMETRÓW ORBITY ZIEMI, IZOTOPU TLENU $\delta^{18}\text{O}$ W RDZENIACH LODOWYCH, SUBSTANCJI ORGANICZNYCH W OSADACH JEZIORNICH I SŁOJÓW DRZEW	343
10.1.	Rekonstrukcja (od -1 000 000 BP) i prognoza (do 1 000 000 AD) zmian klimatu Ziemi według promieniowania słonecznego na równoleżniku ϕ 65° N	343
10.2.	Rekonstrukcja (od -500 000 BP) i prognoza (do 500 000 AD) klimatu Półkuli Północnej według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon	347
10.3.	Rekonstrukcja (od -25 000 BP) i prognoza (do 25 000 AD) klimatu Europy według substancji organicznych zdeponowanych w osadach Jez. Gościąż	350
10.4	Rekonstrukcja (od 0 n.e) i prognoza (do roku 2 500) klimatu Europy według danych dendrologicznych	351
XI	INFORMACJA O KSIĄŻCE J. BORYCZKI PT <i>ZMIANY KLIMATU ZIEMI</i> (wydanie drugie rozszerzone), 2015, ss. 280	365
XII	ZAKOŃCZENIE – KIERUNKI I WAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH ZMIAN KLIMATU POLSKI I EUROPY W LATACH 1951-2016	381

12.1	Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu	386
12.2	Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu klimatu Europy	404
12.3	Problemy badań do rozwiązania w bieżącym stuleciu	411
XIII.	LITERATURA	413

Wprowadzenie (t. XXXV)

Prezentowany 35 Tom *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce* p.t. *Badania klimatu Europy w różnych skalach przestrzennych (w publikacjach Zakładu Klimatologii UW, 1951-2016)* nawiązuje bezpośrednio do Jubileuszowych zeszytów p.t. *Prace i Studia Geograficzne* – z lat 2001 i 2011:

- *50 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2000)*, t. 28, 2001, ss. 333
- *Postęp badań zmian klimatu i ich znaczenie dla życia i gospodarczej działalności człowieka*, t. 29, 2001, ss. 312
- *Badania klimatu w różnych skalach przestrzennych*, t. 47, 2011, ss. 528
- *60 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2010)*, t. 47, Suplement, 2011, ss. 206

W rozdziale II. *66 lat działalności naukowej i dydaktycznej Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego (1951-2016)* wyeksponowano 2.1. *Złoty Jubileusz Zakładu Klimatologii (1951-2000)*, 2.2. *Postęp badań zmian klimatu Polski i Europy w pierwszej dekadzie XXI wieku w odniesieniu do drugiej połowy XX wieku* oraz 2.3. *Badanie klimatu w różnych skalach przestrzennych*.

Początki klimatologii w Uniwersytecie Warszawskim sięgają 1951 roku, kiedy została utworzona Katedra Klimatologii. Funkcje kierowników najpierw Katedry, a później Zakładu Klimatologii pełnili kolejno: Romuald Gumiński (1951-1952), Wincenty Okołowicz (1953-1974), Maria Stopa-Boryczka (1975-2003), Jerzy Boryczka (2004-2007), Krzysztof Błażejczyk (2008-2015), Elwira Żmudzka (od 2015).

Najlepszym świadectwem wkładu całego Zespołu pracowników Zakładu w badania naukowe klimatu Polski i Europy są wykazy publikacji indywidualnych w kolejnych trzech rozdziałach: III. *Kierownicy Katedry Klimatologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego (1951-1974)*, IV. *Kierownicy Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (1975-2015)*, V. *Działalność naukowa i dydaktyczna oraz organizacyjna pracowników Zakładu Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych (1960-2016)*

Charakterystyki poszczególnych osób zawierają biogramy, ważniejsze ich osiągnięcia naukowe i dydaktyczne wraz ze spisem prac opublikowanych.

Informacyjną rolę spełnia rozdział: VI. *Wykaz rozpraw habilitacyjnych i doktorskich, pozycji książkowych, prac seryjnych i zleconych wykonanych w Zakładzie Klimatologii UW (1962-2016)*,

Ważnym ogniwem w kształceniu klimatologów są nadal prace magisterskie, które zwykle mają charakter oryginalnych opracowań cząstkowych. Przykładem takiej współpracy studentów z opiekunami naukowymi jest seria 9 tomów *Atlasu*, dotyczących naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast. Integralną część stanowi „dzieło” piknikowe p.t. *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1992-2016 (2008)*. Wyniki tych prac dyplomowych zostały wykorzystane w kolejnych tomach tematycznych *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, opublikowanych w latach 2008-2013:

- *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie* (t. XXII, 2008)
- *Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze* (t. XXIII, 2009)
- *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej* (t. XXIV, 2010)
- *Zmiany klimatu Warszawy i innych miast Europy w XVII-XXI wieku* (t. XXV, 2010)
- *Z badań klimatu Mazowsza (z uwzględnieniem większych miast)* (t. XXVI - XXVII, 2012)
- *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* (t. XXVIII, 2012)
- *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* (t. XXIX, 2013)
- *Klimat północno wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (t. XXX, 2013)

Problemy badań studenckich w ramach prac magisterskich udokumentowano w rozdziale VII. *Udział studentów w badaniach naukowych Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego: 7.1 Ważniejsze problemy badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski i Europy, 7.2. Skrótów prac magisterskich opublikowanych w Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce – w tomach XXII (2008) -XXX (2013) oraz w dziele piknikowym (2008).*

Ponadto w kolejnych rozdziałach zamieszczono:

- VIII. *Wykaz prac magisterskich wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1952-2015*
- IX. *Wykaz prac licencjackich wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w latach 2003-2015.*

Szczególne znaczenie mają syntezы wyników badań przedstawionych w rozdziale:

- X. *Globalne zmiany klimatu według parametrów orbity Ziemi, izotopu tlenu $\delta^{18}O$ w rdzeniach lodowych, substancji organicznych w osadach jeziornych i słoju drzew: Rekonstrukcja (od -1 000 000 BP) i prognoza (do 1 000 000 AD) zmian klimatu Ziemi według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^{\circ}N$ (10.1)*
- *Rekonstrukcja (od -500 000 BP) i prognoza (do 500 000 AD) klimatu Półkuli Północnej według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}O$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon(10.2) – Rekonstrukcja (od -25 000 BP) i prognoza (do 25 000 AD) klimatu Europy według substancji organicznych zdeponowanych w osadach Jez. Gościąg (10.3)*
- *Rekonstrukcja (od 0 n.e.) i prognoza (do 2500 r) klimatu Europy według danych dendrologicznych (10.4)*

Wykazano synchroniczność (koincydencję ekstremów) cykli temperatury powietrza, szerokości słoju drzew i aktywności Słońca .

W rozdziale XI. *Informacja o książce J. Boryczki pt. Zmiany klimatu Ziemi (wydanie drugie rozszerzone, 2015, ss. 280) zamieszczono: Wstęp, Spis treści, Zakończenie, Summary oraz strony tytułowe. Jest to prezentacja i zarazem promocja wydania drugiego książki opublikowanej przez Wyd. Wydziału. Geografii i Studiów Regionalnych UW (wydanie pierwsze, Wyd. Akad. DIALOG, 1998, ss. 166).*

W końcowym rozdziale XII. *Zakończenie – Kierunki i ważniejsze wyniki badań naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu Polski i Europy w latach 1951-2016* wyeksponowano trzy problemy

- *Empiryczne modele przestrzennej i czasowej zmienności klimatu (12.1)*
- *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu klimatu Europy(12.2)*
- *Problemy badań do rozwiązania w bieżącym stuleciu (12.3)*

Internet. Pliki .pdf *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, od Tom I (1974) do Tom XXXV (2016) są dostępne w Internecie: WGSR (lub Wydawnictwa WGSR) [Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW](#) ; [Nauka Czasopisma](#); Lista czasopism nie ukazujących się; [Atlas](#)



**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

**UNIwersYTET WARSZAWSKI
WYDZIAŁ GEOGRAFII I STUDIÓW REGIONALNYCH**

JERZY BORYCZKA, MARIA STOPA-BORYCZKA

**XXXVI. POSTĘP BADAŃ ZMIAN KLIMATU ZIEMI
W OSTATNIM TYSIĄCLECIU (XI-XXI)**

atlas

**WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE**

Warszawa 2017

SPIS TREŚCI (36)

I.	WPROWADZENIE	5
II.	ZMIANY KLIMATU ZIEMI WEDŁUG CYKLI PARAMETRÓW ORBITY ELIP- TYCZNEJ (REKONSTRUKCJA OD 1 MILIONA LAT TEMU I PROGNOZA NA PRZYSZŁY 1 MILION LAT)	9
2.1.	Ważniejsze zdarzenia na Ziemi – sprzed 3 miliardów lat	9
2.2.	Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Ziemi (od -1 mln temu) według teorii M. Milankoviča	11
2.3.	Rekonstrukcja (od -1 mln lat temu) i prognoza (do 1 mln lat AD) zmian klimatu Ziemi według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi : 65^{\circ} \text{N}$	13
2.4.	Zmiany sum promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi=65^{\circ} \text{N}$ w kolejnych miesiącach marzec, ..., wrzesień	23
III.	REKONSTRUKCJA (OD -500 000 LAT TEMU) I PROGNOZA (DO 500 000 LAT AD) ZMIAN KLIMATU ZIEMI WEDŁUG IZOTOPU TLENU $\delta^{18}\text{O}$ W RDZENIACH LÓDOWYCH Z WYSPI DEVON I GRENLANDII ŚRODKOWEJ	31
3.1.	Rekonstrukcja (od -500 000 lat temu) i prognoza (do 500 000 lat AD) klimatu Półkuli Północnej według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon	31
3.2.	Zmiany klimatu w ostatnich dwu tysiącletniach, z prognozą do roku 2500 według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon	35
3.3.	Prognozy zmian klimatu w XXI-XXII wieku według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych z Grenlandii środkowej (1772-1986)	38
IV.	OCHŁODZENIA I OCIEPLENIA KLIMATU EUROPY W HOLOCENIE I ICH PRZYCZYNY WEDŁUG SUBSTANCJI ORGANICZNYCH, WĘGLANÓW WAPNIA I TLENKÓW ŻELAZA ZDEPONOWANYCH W OSADACH JEZIOROBYCH	45
4.1.	Rekonstrukcja (od -25 000 BP) i prognoza (do 25 000 AD) klimatu Europy – według substancji organicznych zdeponowanych w osadach Jez. Wikaryjskiego	45
4.2.	Rekonstrukcja (od -25 000 bp) i prognoza (do 25 000 ad) klimatu Europy – według substancji organicznych zdeponowanych w osadach Jez. Gościąż	49
4.3.	Rekonstrukcja (od -25 000 BP) i prognoza (do 25 000 AD) klimatu Europy – według zawartości węglanu wapnia (C_aCO_3) w osadach Jez. Gościąż (od -12 750 lat temu)	52
4.4.	Rekonstrukcja (od -25 000 BP) i prognoza (do 25 000 AD) klimatu Europy – według zawartości i tlenku żelaza (Fe_2O_3) w osadach Jez. Gościąż (od -12 750 lat temu)	55
4.5.	Holocenne ochłodzenia i ocieplenia klimatu i ich przyczyny według izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon oraz składu chemicznego osadów w Jez. Wikaryjskim i Jez. Gościąż	58
V.	REKONSTRUKCJA ZMIAN KLIMATU EUROPY W DWÓCH OSTATNICH TYSIĄCLECIACH (0-XX) I PROGNOZA W XXI-XXV WEDŁUG DANYCH DENDROLOGICZNYCH	75
5.1.	Rekonstrukcja (od 0 n.e) i prognoza (do roku 2 500) zmian klimatu Europy według przyrostów rocznych sosny <i>Pinus sylvestris</i> (3 drzew)	77
5.2.	Rekonstrukcja (od 0 n.e) i prognoza (do roku 2 500) zmian klimatu Europy według przyrostów rocznych świerka <i>Picea abies</i> (3 drzew)	83
5.3.	Rekonstrukcja (od 0 n.e) i prognoza (do roku 2 500) zmian klimatu Europy według przyrostów rocznych modrzewia <i>Larix decidua</i> i jodły <i>Abies alba</i>	89
5.4.	Rekonstrukcja (od 0 n.e) i prognoza (do roku 2 500) zmian klimatu Europy według przyrostów rocznych 5 dębów <i>Quercus petraea</i> (4) i <i>Quercus robur</i> (1)	93
5.5.	Mroźne zimy w Europie w latach 681-2000 według minimów (d_{min}) grubości stojów drzew rosnących w Europie	103
5.6.	<i>Zależność szerokości stojów dębów w Polsce od temperatury powietrza i opadów atmosferycznych</i>	105
VI.	ANOMALIE TERMICZNE W EUROPIE WEDŁUG DANYCH METEOROLO- GICZNYCH, DENDROLOGICZNYCH I ŹRÓDEŁ HISTORYCZNYCH W DWÓCH TYSIĄCLECIACH (0 n.e. – XXI)	107
6.1.	Cykle 11, 100 i 180 lat temperatury powietrza, szerokości stojów drzew i aktywności Słońca	107
6.2.	Synchroniczne wahania temperatury powietrza, NAO, szerokości stojów drzew w Europie i aktywność Słońca	111

6.3	Synchroniczne wahania grubości słoju drzew w Europie, aktywności Słońca i momentu bezwładności B_2 planet Układu Słonecznego względem płaszczyzny ekliptyki	114
6.4.	Mroźne zimy w Warszawie w latach 1779-2015	119
6.5.	Mroźne zimy w Polsce w X-XVI wieku według źródeł historycznych	120
VII.	WERYFIKACJA PROGNOZ ZMIAN OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ (NAO) W LATACH 1998-2100 WEDŁUG POMIARÓW Z LAT 1825-1997 (ATLAS, T. XV, 2001)	125
7.1.	Kierunki adwekcji mas powietrza w Europie (typy cyrkulacji wg Wangenheima i Osuchowskiej-Klein)	125
7.2.	Zjawisko El Niño	129
7.3	Prognozy zmian Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO) w XXI wieku według pomiarów z lat 1825-1997	130
7.4.	Weryfikacja prognoz zmian Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO) w latach 1998-2100 według pomiarów z lat 1998-2015	134
VIII.	WERYFIKACJA PROGNOZ TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W MIESIĄCACH, PORACH ROKU I ROKU W 35-LECIU 1981-2015 (1984) I 25-LECIE 1991-2015 (2000).	173
8.1.	Weryfikacja prognoz przebiegu rocznego temperatury powietrza w Warszawie w latach 1980-2100 wg modelu rekonstrukcyjno-prognostycznego (w 30-leciu 1981-2015)	173
8.2.	Weryfikacja prognoz przebiegu rocznego temperatury powietrza w Warszawie w latach 1991-2100 (w miesiącach, sezonach i roku) (w 25-leciu 1991-2015)	175
IX.	WERYFIKACJA PROGNOZ ZMIAN TEMPERATURY POWIETRZA W EUROPIE W LATACH 1970- 2100 OPUBLIKOWANYCH W ATLASIE T. XVII (2003), T. XIX (2005), T. XX-XXI (2007)	199
9.1.	Weryfikacja prognoz zmian temperatury powietrza w: Anglii środkowej (1659-1993), Greenwich (1659-1969), Paryżu (1767-1995), Berlinie (1769-1990) i Warszawie (1779-1998, 1779-2002)	201
9.2.	Weryfikacja prognoz zmian temperatury powietrza w: Moskwie (1780-2002), Sztokholmie (1756-1994) i Zurychu (1864-1970)	241
9.3	Weryfikacja prognoz zmian temperatury powietrza w: Rzymie (1811-1989), Wiedniu (1775-2002) i Kijowie (1812- 2002)	266
X.	WERYFIKACJA PROGNOZ OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W WARSZAWIE W 30-LECIE 1981-2010 (1993) I 20- LECIE 1991-2010 (2000)	291
10.1.	Weryfikacja prognoz przebiegu rocznego opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1980-2100 według pomiarów z lat 1813-1979	291
10.2.	Weryfikacja prognoz opadów atmosferycznych w Warszawie na lata 1990-2100 – w 20-leciu 1990-2010 (z 2000)	297
XI.	NOWE PROGNOZY ZMIAN TEMPERATURY POWIETRZA W WARSZAWIE W XXI WIEKU WEDŁUG POMIARÓW Z LAT 1779-2015	321
11.1.	Nowe prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie w kolejnych miesiącach w latach 2016-2100	322
11.2.	Nowe prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie w porach roku i roku w latach 2016-2100	358
XII.	ZAKONCZENIE	371
XIII.	LITERATURA	385
	ZJAWISKA POGODOWE W X-XVI WIEKU (WG KRONIK)	387
	WYKAZ PRAC MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII DOTYCZĄCYCH CYKLICZNOŚCI	
	I TENDENCJI ZMIAN KLIMATU W EUROPIE	393
	ZAŁĄCZNIK (SPIS PUBLIKACJI)	395

Zakończenie (t. XXXVI)

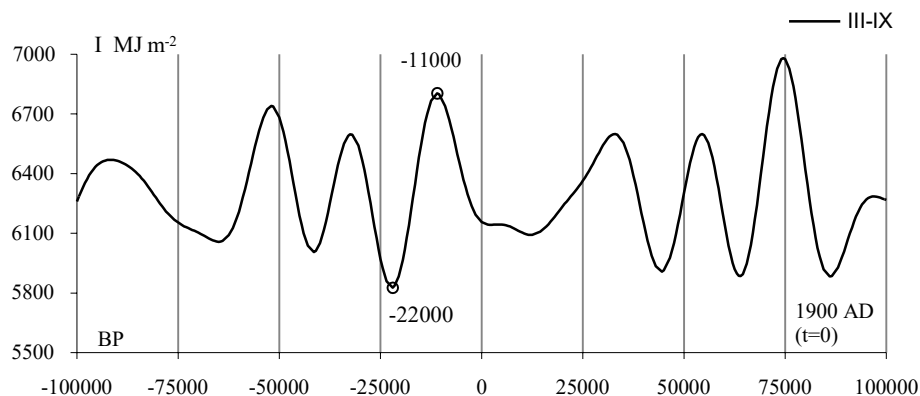
W *Atlasu współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXXVI. *Postęp badań zmian klimatu Ziemi i ich przyczyn w ostatnim tysiącleciu* przedstawiono zmiany klimatu Ziemi i ich przyczyny według promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$, izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon, substancji organicznych w polskich jeziorach, danych dendrologicznych, meteorologicznych, astronomicznych i historycznych. Dużo miejsca poświęcono weryfikacji dotychczasowych prognoz zmian klimatu Europy i nowym prognozom temperatury powietrza.

Na początku przedstawiono *Zmiany klimatu Ziemi według cykli parametrów orbity eliptycznej (rekonstrukcja od 1 miliona lat temu i prognoza na przyszły 1 milion lat)* (rozdz. II) według wyznaczonych dobowych sum promieniowania słonecznego $I (\cdot \text{m}^{-2})$ w lecie (VI-VIII) i w miesiącach marzec-wrzesień (III-IX) na górnej granicy atmosfery, wzdłuż równoleżnika $\varphi = 65^\circ \text{N}$. W obliczeniach sum promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ posłużono się teorią M. Milankoviča (1930). Przyjęto zakres zmian i długości cykli: mimośrodu orbity Ziemi ($0 \leq e \leq 0,066$) – 100 000 lat (zamiast 92 000 lat), nachylenia osi Ziemi do płaszczyzny ekliptyki ($21^\circ 58' \leq \varepsilon \leq 24^\circ 36'$) – 40 000 lat oraz długości ekliptycznej peryhelium względem punktu równonocy wiosennej (Ω) – 21 000 lat.

Okresy zbliżone, tj. 23 000, 42 000 i 100 000 lat, wykryto wcześniej w zmianach izotopu tlenu ^{18}O zawartego w węglanach wapnia osadów głębokomorskich (Hays i in. 1976).

Obliczenia sum promieniowania słonecznego w poszczególnych miesiącach w przedziale czasu $-10\ 000 \leq t \leq 10\ 000$ z odstępem 5 (500 lat, jednostką czasu t jest 100 lat) wykonano z zastosowaniem programu Excel 2007.

Ostatnie zlodowacenie Ziemi wystąpiło podczas ostatniego głębokiego minimum ($t_{\min} = -22\ 000$ lat temu, $I_{\min} = 5784,871 \text{ MJm}^{-2}$) sum promieniowania słonecznego w miesiącach marzec-wrzesień. Natomiast holoceniczne ocieplenie (optimum klimatu) przypada na ostatnie lokalne „rozległe” maksimum ($t_{\max} = -11\ 000$ lat BP, $I_{\max} = 6815,937 \text{ MJm}^{-2}$) sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień (rys. 1)



Rys. 1. Zmiany sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień (III-IX) na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$ w ciągu ostatnich -40 000 lat, z prognozą do 10 000 lat (1900 AD, $t = 0$) (Boryczka, 2015)

Fig. 1. Changes in the sums of solar radiation in the period March-September (III-IX) at the parallel $\varphi = 65^\circ \text{N}$ in the last -40,000 years, with a forecast up to 10,000 years (1900 AD, $t = 0$) (Boryczka, 2015)

Zmiany sum promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ w lecie (VI-VIII) i w okresach maj-lipiec (V-VII) oraz marzec-wrzesień (III-IX) w przedziale czasu: $-1000\ 000 \leq t \leq 1000\ 000$ lat i $-100\ 000 \leq t \leq 100\ 000$ lat przedstawiono na rys. 7-10

. Zmianom klimatu Ziemi poświęcono również kolejny rozdz. III. *Rekonstrukcja (od -500 000 lat temu) i prognoza (do 500 000 lat AD) zmian klimatu Półkuli Północnej według zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniach lodowych z wyspy Devon i Grenlandii środkowej.*

W widmie oscylacji wskaźnika izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon w przedziałach $0 < t < 40\ 000$ i $40\ 000 < t < 200\ 000$ lat zawiera 11 „najsilniejszych” (istotnych na poziomie 0,01, $F_{obl} > 7,020$) cykli : 4500, 4700, 6200, 7300, 8700, 11300, 16700, 24700, 45900, 58700 i 86100 lat. Trzy okresy : 24700 lat, 45900 lat i 86400 lat są zbliżone do okresów zmian długości ekliptycznej perihelium, nachylenia płaszczyzny orbity (ϵ) i mimośrodru eliptycznej orbity Ziemi (e).

Wypadkową nakładania się tych 11 cykli w przedziale czasu t od -500 000 BP do 500 000 AD ilustruje rys. 3, a od -200 000 BP do 100 000 AD (rys. 4).

Interesujące jest porównanie zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon otrzymanych z interferencji najsilniejszych 11 cykli Θ z sumami promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ N w okresie III-IX (rys.5). Synchroniczność zmian promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ N i zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon można stwierdzić głównie w przedziale czasu t od -120 000 BP do 35 000 AD.

W rekonstrukcji klimatu w ostatnich dwóch tysiącleciach (w latach 0-1986) i w prognozach wykorzystano zawartość izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w części 0-1986 rdzenia lodowego z wyspy Devon (rys. 7). Zmiany klimatu Półkuli Północnej określa Interferencja 10 „najsilniejszych” ($F_{obl} > 1,553$) cykli izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$: 13,0, 18,0, 31,5, 39,5, 67,0, 168,0, 233,0, 316,5, 510,0 i 921,5 lat (ze składnikiem liniowym).

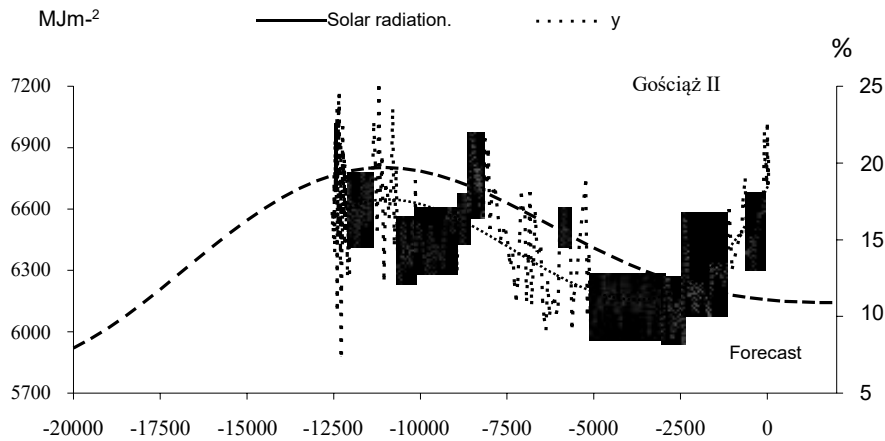
Opracowano też prognozy zmian klimatu w XXI-XXII wieku na podstawie zawartości izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w ośmiu rdzeniach lodowych pobranych z Grenlandii środkowej.

Duże znaczenie poznawcze ma rozdział IV. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy w holocenie i ich przyczyny według substancji organicznych, węglanów wapnia i tlenków żelaza zdeponowanych w sadach polskich jezior.*

W jego podrozdziale 4.5. Holocenijskie ochłodzenia i ocieplenia klimatu i ich przyczyny według izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon oraz składu chemicznego osadów w Jez. Wikaryjskim i Jez. Gościąż wykazano, że przyczyną holocenijskiego ocieplenia klimatu był wzrost sum promieniowania słonecznego w miesiącach marzec-wrzesień, wywołany zmianami orbity Ziemi.

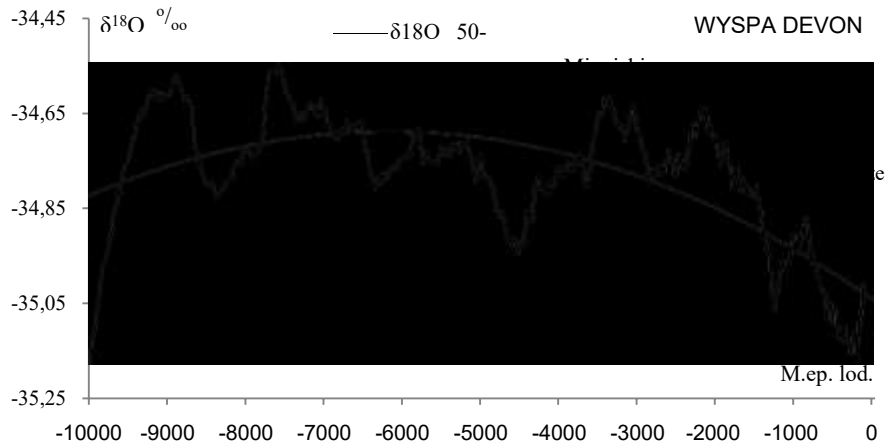
Należy zauważyć „równoległość” przebiegów wiekowych (od -12 000 lat temu): substancji organicznych (%), węglanów wapnia (CaCO_3) i tlenków żelaza (Fe_2O_3), zdeponowanych w osadach Jez. Gościąż, z sumami promieniowania słonecznego na równoleżniku $\varphi = 65^\circ$ w okresie marzec-wrzesień. (np. rys. 2).

Maksima wykresów wielomianów regresji 3-go stopnia względem czasu t pokrywają się z „rozległym” maksimum sum promieniowania słonecznego w miesiącach III-IX.



Rys 2. Zmiany zawartości substancji organicznych w jeziorze Gościąg I w czasie $-12750 \leq t \leq 0$ w odniesieniu do sum promieniowania słonecznego w okresie marzec-wrzesień na równoleżniku $\varphi = 65^\circ \text{N}$
Fig. 2. The change of the organic substance content in Lake Gościąg during $-12750 \leq t \leq 0$ in reference to the sums of solar radiation in the period March-September at the paralel $\varphi = 65^\circ \text{N}$

Daty holocenijskich ociepleń klimatu według izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ 50- (średnich konsekutywnych 50-warstwowych) w rdzeniu lodowym z wyspy Devon w przedziale czasu: $-10\ 000 \leq t \leq 0$ lat BP (rys. 3) są przesunięte (późniejsze) względem maksimum temperatury w Grenlandii w holocenie określonej przez R.B. Alley'a (2000) na podstawie stosunku izotopu tlenu (δ^{18}) w rdzeniu lodowym GISP2.



Rys. 3 Zmiany izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ 50- (wyspa Devon) w przedziale czasu: $-10\ 000 < t < 0$ lat BP
Fig. 3. Changes of isotope $\delta^{18}\text{O}$ 50-(Devon Island) in the time frame: $-10\ 000 < t < 0$ years BP

Teoria M. Milankoviča (1930) nie wyjaśnia jednak przyczyn holocenijskich ochłodzeń i ociepleń klimatu (od 11 700 lat temu), ze względu na bardzo długie cykle zmian parametrów orbity Ziemi (21 000, 40 000, 92 000 lat (lub 100 000 lat).

Istotne znaczenie dla wyjaśnienia przyczyn ochłodzeń i ociepleń klimatu w holoce- nie ma wykrycie w widmach zmiennych sedymentologicznych takich samych okresów, które są obecne w widmach parametrów Układu słonecznego. Świadczy to, że okresowe zmiany substancji organicznych (%) zdeponowanych w osadach Jez. Wikaryjskiego i Jez. Gościąż oraz węglanów wapnia (C_aCO_3) i tlenków żelaza (Fe_2O_3) w osadach Jez. Gościąż (od 10 000 lat temu) są spowodowane ruchem największych planet wokół Słońca. Podobnie okresy (krótkie) izotopu tlenu $\delta^{18}O$ w rdzeniu lodowym z wyspy Devon także świadczą o astronomicznych przyczynach holoceńskich wahań klimatu

Holocońskie ochłodzenia i ocieplenia od -10 380 lat temu do teraźniejszości (do $t=0$ BP czyli do roku 1950 AD) określono także według zmian średnich konsekwentnych 10- warstwowych substancji organicznych w Jez. Gościąż (rys. 28-29, tab. 11).

O dużych ochłodzeniach i ociepleniach klimatu w Europie w okresie 0 n.e - XX wieku świadczą roczne przyrosty drzew rosnących w Europie. W rozdziale V *Rekonstrukcja zmian klimatu Europy w dwóch ostatnich tysiącletniach (0-XX) i prognoza w XXI-XXV według danych dendrologicznych* przedstawiono zmiany klimatu Europy na podstawie szerokości słoju 13 drzew z obszaru Europy (3 sosny, 3 świerki, 1 modrzew, 1 jodła i 5 dębów) według interferencji cykli. Za wyjątkowy pod względem termicznym uznano ten rok, w którym grubość słoja danego drzewa (d) różni się od średniej wszystkich jego słoju (d_{sr}) (od średniej wieloletniej) co najmniej o 2 odchylenia standardowe (ζ) zgodnie z definicją: $d \leq d_{sr} - 2\zeta$ – wyjątkowo zimny (WZ), $d \geq d_{sr} + 2\zeta$ – wyjątkowo ciepły (WC).

Przedstawiono też wahania klimatu według interferencji cykli $F(t)$ średniej grubości słoju 3 **sosen** (*Pinus sylvestris*): Forfjordalen (877-1994, Norwegia), Karhunspekkivi (1398-1993, Finlandia), Kola (1577-1997, Rosja) i 4 **dębów** (*Quercus petraea*): Ardeny (1118-1986, Belgia), Bodensee (1275-1986, Holandia), Bourgogne (681-1991, Francja), Pomorze wschodnie (966-1985, Polska) rosnących w Europie w ostatnich dwóch tysiącletniach z prognozą do roku 2500 (0 n.e.-2500) (rys. 27-28)

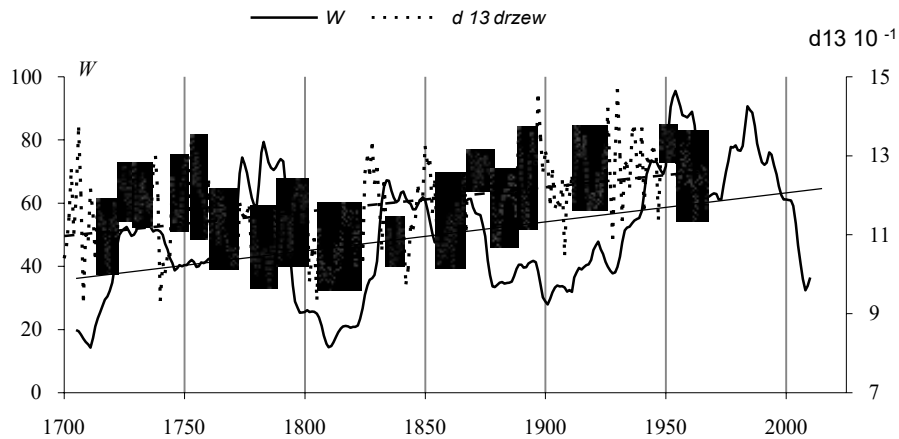
O waniach klimatu Europy świadczą również zmiany średniej grubości słoju z 11 drzew (3 sosny, 2 świerki, 1 modrzew, 1 jodła, 4 dęby) w latach 0-2500 według interferencji cykli $F(t)$ (rys. 29).

Interesujące są także daty minimów wiekowych (t_{min}) rocznych przyrostów **najstarszych drzew** rosnących w Europie: sosna *Pinus sylvestris* – Forfjordalen (877-1994, Norwegia), dąb *Quercus petraea* – Bourgogne (681-1991, Francja), dąb *Quercus petraea*– Ardeny (1118-1986, Belgia) i modrzew *Larix decidua* – Les Merveilles 2 (988-1974, Francja). Są to minima szerokości słoju $d_{min} \leq d_{sr} - 2\zeta$ mniejsze od średniej arytmetycznej (d_{sr}) o 2 odchylenia standardowe (ζ), które wskazują bardzo mroźne zimy (rys. 30).

W rozdziale VI *Anomalie termiczne w Europie według danych meteorologicznych, dendrologicznych i źródeł historycznych w dwóch tysiącletniach (0 n.e. – XXI)* stwierdzono m.in., że w Warszawie w latach 1779-2015) wystąpiło 39 mroźnych zim, jednaście bardzo mroźnych zim i 4 najbardziej mroźne zimy w latach: 1799 (-8,6), 1830(-9,2), 1838 (-8,6), 1940 (-8,8 °C) (rys. 13), według definicji: $T \leq T_s - \zeta$ – mroźne zimy, $T \leq T_{sr} - 2\zeta$ – bardzo mroźne zimy, $T \leq T_{sr} - 2,5\zeta$ – najbardziej mroźne zimy, gdzie średnia temperatura $T_{sr} = -2,454$ °C, a odchylenie standardowe $\zeta = 2,368$ °C.

O wpływie aktywności Słońca na klimat Europy świadczą np. proste regresji średniej grubości słoju (d) z 13 drzew (3 sosny, 3 świerki, 1 modrzew, 1 jodła, 5 dębów, zob. rozdz. V) i liczb Wolfa (W) o tendencji rosnącej (rys. 4):

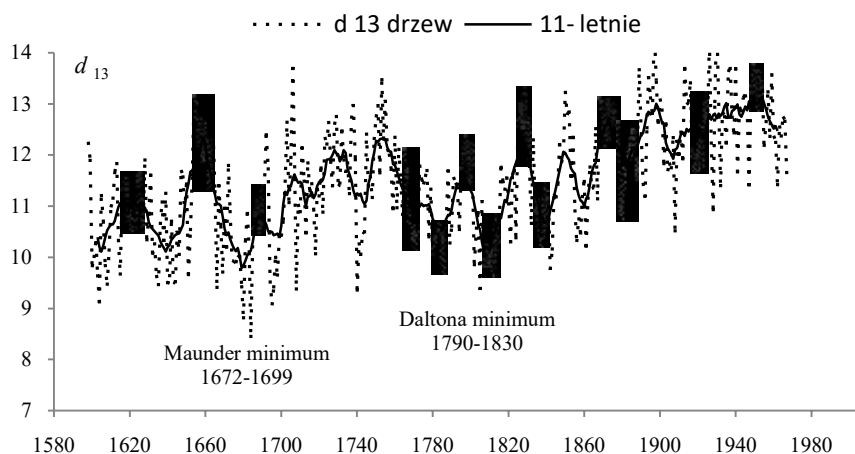
$$d = 0,006174t + 0,4794, \quad R^2 = 0,203; \quad W = 0,091793t - 120,312, \quad R^2 = 0,188$$



Rys. 4. Synchroniczne wahania średniej szerokości słoików 13 drzew rosnących w Europie (d) i liczb Wolfa (W) w latach 1700-2015 (średnie konsekwentne 11-letnie)

Fig. 4. Synchronous fluctuations of the average tree ring widths of 13 of trees growing in Europe (d) and Wolf numbers (W) in the years 1700-2015 (11-year moving average)

O wpływie aktywności Słońca na klimat Europy świadczy również koincydencja głównych minimum średniej grubości słoików z 13 drzew rosnących w Europie z minimum wiekowymi liczb Wolfa: Maunder minimum (1672-1699) i Daltona minimum (1790-1830) (rys. 5).



Rys. 5. Zmiany średniej szerokości słoików 13 drzew rosnących w Europie i (liczb Wolfa) w latach 1598-1967 (11- – średnie konsekwentne 11-letnie)

Fig. 5. Changes of the average tree ring widths of 13 (B)trees growing in Europe (and Wolf numbers) in the years 1598-1967 (11- year moving average)

Kolejne cztery rozdziały poświęcono ocenie sprawdzalności dotychczasowych prognoz na podstawie wyników pomiarów: Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) – z lat 1951-2015 (rozd. VII), temperatury powietrza w Warszawie (rozd. VIII) – 1951-

2015, temperatury powietrza w innych miejscowości Europy (rozdz. IX) –1951-2010 i opadów atmosferycznych w Warszawie (rozdz. X) –1951-2010

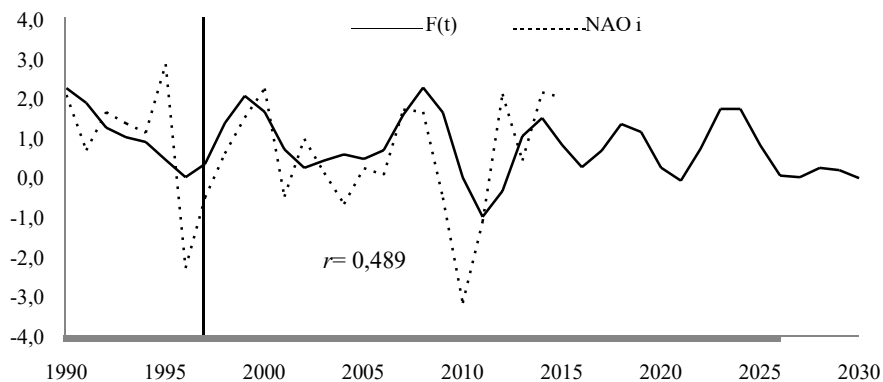
W rozdziale VII. *Weryfikacja prognoz zmian Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) w latach 1998-2100 według pomiarów z lat 1825-1997* zweryfikowano prognozy zmian wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej NAO w latach 1998-2100 opracowanych w tomie 15 Atlasu:

– Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XV, *Prognozy zmian klimatu miast Europy* (rozdz. III. *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na klimat Europy*) s. 39-46. Wyd. UW, ss. 249

Prognozy wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej NAO w poszczególnych miesiącach, porach roku i roku otrzymano według wypadkowej $F(t)$ interferencji cykli, Najlepsza zgodność zmierzonych wartości wskaźnika NAO w latach 1998-2015 z prognozowanymi $F(t)$ według danych 1825-1997 występuje w zimie (rys. 6). Funkcja aproksymująca $F(t)$ – to wypadkowa interferencji 12 cykli (od 4,7 do 105,2 lat obecnych w widmie oscylacji) ze składnikiem liniowym $F(t) = 1,482773 - 0,000494 t + \dots$ o współczynniku korelacji wielokrotnej $R = 0,606$:

Θ	4,7	5,0	5,8	7,8	8,3	8,8	11,3	12,5	15,5	37,1	71,5	105,2
R	0,170	0,220	0,180	0,272	0,237	0,195	0,134	0,136	0,165	0,158	0,170	0,158

Na uwagę zasługują synchroniczne wahania zmierzonych wartości wskaźnika NAO_i i prognozowanych $F(t)$ na lata 1998-2015. Współczynnik korelacji między wartościami zmierzonymi NAO_i w latach 1998-2015 i prognozowanymi $F(t)$ wynosi $r = 0,489$ (rys. 6).



Rys. 6. Zmiany y wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej NAO w zimie (XII-II) w latach 1990-2025; $F(t)$ – obliczone (ze składnikiem liniowym) z prognozą na lata 1998-2015, NAO_i – wartości zmierzone w latach 1998-2015,

Fig. 6. Secular changes of North Atlantic Oscillation index (NAO) in winter (XII-II) in the years 1990-2025; $F(t)$ – calculated values (including the linear component), with a forecast for the years 1998-2015, NAO_i – values measured in the years 1998-2015

Jeszcze większa koincydencja ekstremów występuje w przypadku 3-letnich średnich konsekwentnych NAO_3 . Współczynnik korelacji między wartościami zmierzonymi NAO_3 i prognozowanymi $F(t)$ wynosi $r_3 = 0,601$.

W rozdziale VIII. *Weryfikacja prognoz temperatury powietrza w Warszawie w miesiącach, porach roku i roku w 35-leciu 1981-2015 (1984) i 25-leciu 1991-2015 (2000)* zweryfikowano dwojakiemu rodzajowi prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie z 1984 i 2000 roku.

Najpierw w podrozdziale 8.1. *Weryfikacja prognoz przebiegu rocznego temperatury powietrza w Warszawie w latach 1980-2100 wg modelu rekonstrukcyjno-prognostycznego (w 30-leciu 1981-2015)* zweryfikowano prognozy temperatury powietrza w Warszawie na lata 1980-2100 według danych z lat 1779-1979 (Obserwatorium Astronomiczne), opracowane po raz pierwszy na podstawie tzw. modelu rekonstrukcyjno-prognostycznego wieloletnich zmian temperatury powietrza (Boryczka 1984, wzór 133):

- Boryczka J., 1984, *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, Nr 234, Wyd. UW, Warszawa, ss. 272.

Weryfikacja obecna tego modelu polega przede wszystkim na porównaniu 35-letniej serii wyników pomiarów temperatury powietrza (średnich konsekwentnych 3-letnich w styczniu i lipcu) w Warszawie-Okęcie (T) z wartościami obliczonymi $f(t)$ – na lata 1980-2015 (rys. 6). Na ogół jest dobra zgodność między minimami i maksimami temperatury powietrza w 35-leciu 1981-2015, według pomiarów i prognoz. Współczynnik korelacji $r=0,262$ w styczniu jest zbliżony do wartości krytycznej $r_{0,05} = 0,324$, natomiast w lipcu, współczynnik korelacji $r = 0,367$ jest istotny na poziomie 0.05 ($r_{0,05} > 0,324$).

W podrozdziale 8.2. *Weryfikacja prognoz przebiegu rocznego temperatury powietrza w Warszawie w latach 1991-2100 (w miesiącach, sezonach i roku) (w 25-leciu 1991-2015)* sprawdzono prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie na lata 1991-2100 opracowane na podstawie danych z Obserwatorium Astronomicznego z lat 1779-1990 (Atlas, t. XIV; wzory s. 110-119, wykresy s. 129-147):

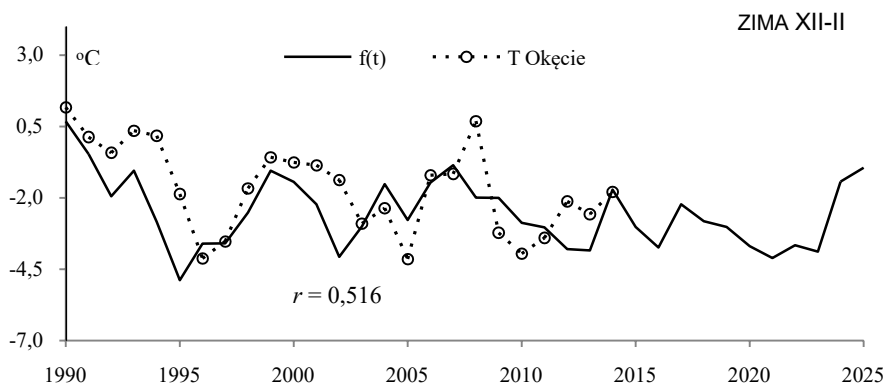
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XIV *Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku*, ss. 209

Porównano średnie wartości temperatury powietrza w różnych przedziałach czasu (miesiące, pory roku, rok) zmierzone w Warszawie na Okęciu (T) z prognozowanymi $f(t)$ na lata 1990-2015.

Na przykład w zimie, trendy czasowe temperatury powietrza w Warszawie $T = f(t)$ są wypadkową nakładania się 12 cykli obecnych w widmie temperatury, w tym najdłuższych 113.1 lat i 218.3 lat

$$f(t) = -2,634 + \\ +0,5148\sin(2\pi/2,6-1,327) + 0,5715\sin(2\pi/3,5+0,5523) + 0,6238\sin(2\pi/5,2 + 0,05656) + \\ +0,4422\sin(2\pi/5,7 + 2,486) + 0,7067\sin(2\pi/7,7-0,7303) + 0,7349\sin(2\pi/8,3 - 2,370) + \\ +0,4829\sin(2\pi/8,7 - 0,3237) + 0,4078\sin(2\pi/12,9+0,1328) + 0,456\sin(2\pi/15,2+2,318) + \\ +0,4940\sin(2\pi/18,0-3,058) + 0,3645\sin(2\pi/113,1+2,040) + 0,8946\sin(2\pi/218,3+3,073)$$

O dobrej zgodności wyników pomiarów (T) na Okęciu z prognozowanymi zmianami temperatury powietrza w zimie na lata 1991-2015 według interferencji cykli $f(t)$ świadczy współczynnik korelacji $r = 0,456$ większy od wartości krytycznej $r_{0,05} = 0,380$ na poziomie istotności 0.05. W przypadku średnich konsekwentnych 3-letnich współczynnik korelacji $r = 0,516$ jest znacznie większy i istotny na poziomie 0,01 ($r_{0,01} = 0,487$). Synchroniczne są wahania zmierzonych wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w zimie (średnich konsekwentnych 3-letnie w 25-leciu 1991-2015 i prognozowanych $f(t)$ (rys. 7).



Rys. 7. Porównanie zmierzonych wartości temperatury powietrza w Warszawie-Okęcie w zimie, T – średnich konsekwentnych 3-letnich w 25-leciu 1991-2015 z prognozowanymi $f(t)$

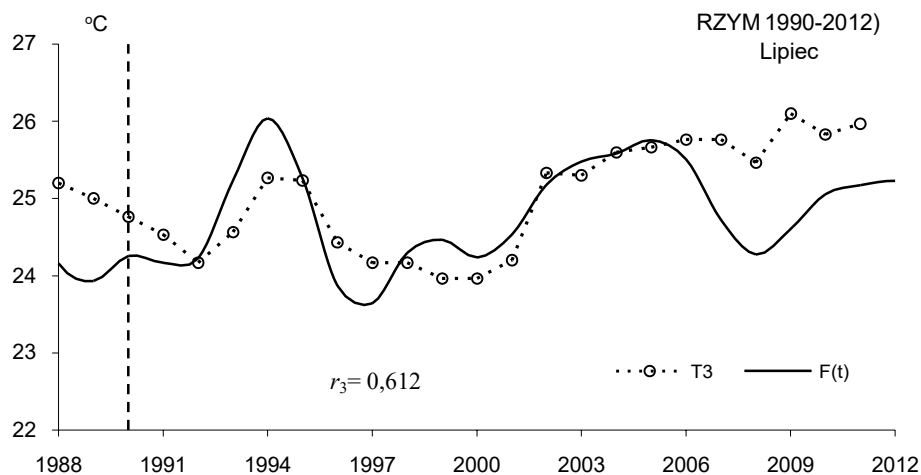
Fig. 7. Comparison of measured air temperature values in Warsaw-Okęcie in Winter (T – 3-year moving average) during the 25-year period 1991-2015, with predicted values $f(t)$

Celem rozdziału IX. *Weryfikacja prognoz zmian temperatury powietrza w Europie w latach 1970- 2100 opublikowanych w Atlasie t. XVII (2003), t. XIX (2005), t. XX-XXI (2007)* jest weryfikacja prognoz zmian temperatury powietrza do roku 2100 w różnych miejscach Europy, opublikowanych w trzech tomach czasopisma *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, dotyczących zimy i lata (t. XVII), miesięcy styczeń i lipiec (t. XIX) oraz średniej rocznej (t. XX-XXI)*:

- tom XVII. *Mroźne zimy i upalne lata w Polsce*, 2003, Wyd. UW, ss.297; rozdz. V *Zmiany temperatury powietrza w Europie w XVIII-XX wieku. Prognozy po rok 2100*, str. 31-171) (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Kirchenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J)
- tom XIX. *Cechy termiczne klimatu Europy*, 2005, Wyd. UW, ss.184; rozdz. IV. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy w ostatnich stuleciach*, str.. 35-131 (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Pietras K., Bijak S., J., Błażek E., Skrzypczuk J)
- tom XX-XXI. *Cykliczne zmiany klimatu Europy w ostatnim tysiącleciu według danych dendrologicznych*, 2007, Wyd. UW, ss. 226; rozdz. III. *Ochłodzenia i ocieplenia klimatu Europy w XIX-XXI wieku*, str. 97-126 (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Bijak S., Cebulski R., Błażek E., Skrzypczuk J.)

Zweryfikowano prognozy zmian temperatury powietrza (do roku 2100) w 10 miastach wybranych spośród 40 miejsc Europy: Anglia środkowa (1659-1993) – Greenwich (1659-1969), Paryż (1767-1995), Berlin (1769-1990), Warszawa (1779-1998 i 1779-2002), Moskwa (1780-2002), Sztokholm (1756-1994), Zurych (1864-1970), Rzym (1811-1989), Wiedeń (1775-2002) i Kijów (1812- 2002).

Najbardziej wiarygodne okazały się prognozy zmian temperatury powietrza w Rzymie w lipcu według interferencji 8 cykli: \ominus lat 3,9 4,4 5,9 8,2 9,2 10,9 20,2 30,7 64,1 ze składnikiem liniowym $F(t) = 24,40522 + 0,00004 t + \dots$, $R = 0,605$. Koincydencja ekstremów występuje przede wszystkim w przypadku zmierzonych wartości temperatury powietrza (średnich 3-letnich konsekwentnych T_3) i prognozowanych $F(t)$ (rys. 8)



Rys. 8 Zmiany średniej temperatury powietrza w lipcu w Rzymie w lecie (1990-2012); T_3 – wartości zmierzone, średnie konsekwentne 3-letnie; $F(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 1991-2012

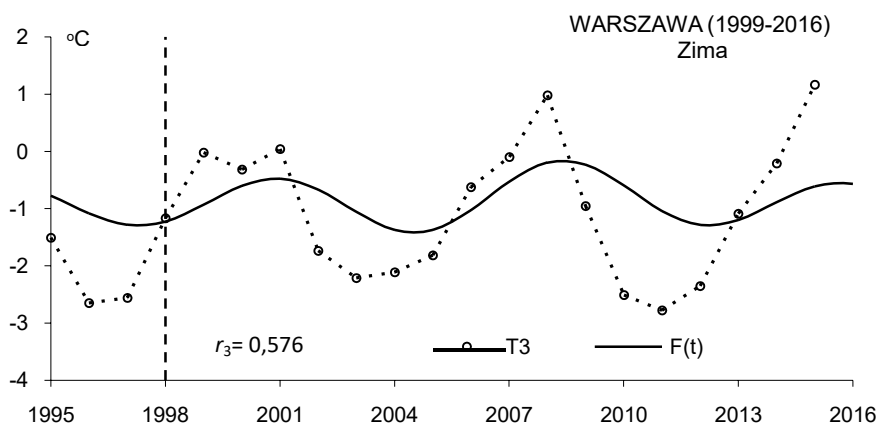
Fig. 8 Changes of mean air temperature in July in Rome (1990-2012); T_3 – measured values, 3-year moving average, $F(t)$ – calculated values, with forecasts for the years 1991-2012

Współczynnik korelacji $r = 0,578$ wartości zmierzonych T i prognozowanych $F(t)$ jest większy od wartości krytycznej $r_{0,01} = 0,537$ na poziomie 0,01). Jeszcze większa jest koincydencja ekstremów między średnimi konsekwentnymi 3-letnimi wartościami temperatury powietrza w lipcu w Rzymie w latach 1990-2012 i prognozowanymi $F(t)$. Współczynnik korelacji między T_3 i $F(t)$ wynosi $r = 0,612$ i jest istotny prawie na poziomie 0,001 ($r_{0,001} = 0,640$)

Synchroniczne są wahania średnich zmierzonych wartości temperatury powietrza w Warszawie (Okęcie) w zimie (XII-II) i lecie (VI-VIII) w 18-leciu 1999-2016 z prognozowanymi np. w zimie według interferencji cykli $f(t)$ i $F(t)$, z składnikiem liniowym $F(t) = -25,9473 t + 0,01187 t + \dots$, $R = 0,480$:

Θ lat	7,1	10,3	12,9	15,3	18,1	20,1	22,5	25,2	28,1	32,5	39,3	73,8	113,4
b °C	0,418	0,300	0,489	0,442	0,442	0,163	0,233	0,084	0,015	0,109	0,313	0,223	0,520
c	2,452	1,711	1,177	1,194	1,933	0,385	-2,565	-1,320	0,127	1,675	-2,512	1,941	3,139

W zimie, współczynnik korelacji $r = 0,494$ między średnimi wartościami zmierzonymi T_i i prognozowanymi $f(t)$ jest większy od wartości krytycznej poziomu istotności 0,05 ($r_{0,05} = 0,444$, $n=18$). Natomiast w zimie (rys. 9) współczynnik korelacji $r_3 = 0,576$ między średnimi konsekwentnymi 3-letnimi wartościami zmierzonymi T_3 i prognozowanymi $f(t)$ na lata 1999-2016 jest istotny na poziomie 0,01 ($r_{0,01} = 0,561$).



Rys. 9 Zmiany średniej temperatury powietrza w zimie w Warszawie (Okęcie, 1999-2016); T_3 – wartości zmierzone, średnie konsekwentne 3-letnie, $F(t)$ – wartości obliczone (Obserwatorium Astronomiczne,, z prognozą na lata 1999-2016

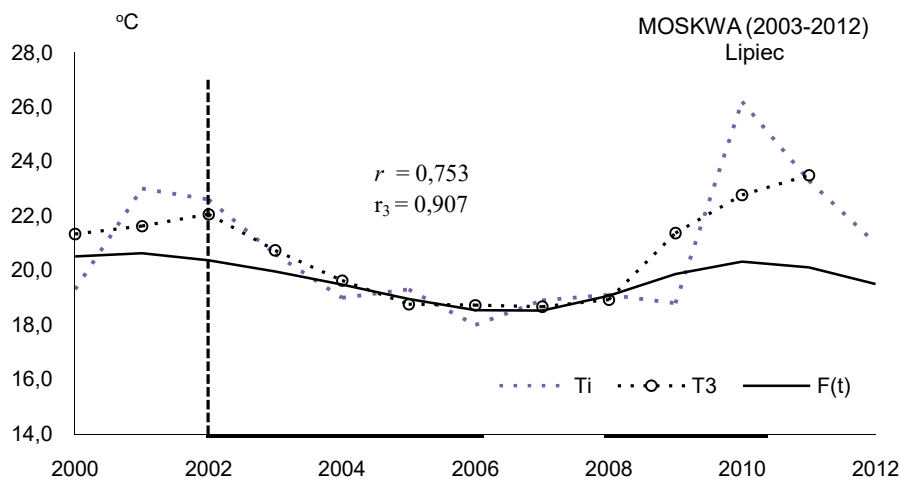
Fig. 9. . Changes of mean air temperature in winter in Warsaw (Okęcie, 1999-2016); T_3 – measured values, 3-year moving average, $F(t)$ – calculated values (Astronomical Observatory, 1779-1998), with forecast for the years 1999-2016

W Moskwie, ze względu na małą liczebność ($n= 10$) o poprawności prognoz temperatury powietrza w Moskwie świadczy przede wszystkim sprawdzenie czy wahania są synchroniczne – czy występuje koincydencja ekstremów (minimumów i maksimumów) w przebiegu wieloletnim (2003-2012).

W przypadku zimy, lata i średniej rocznej temperatury w Moskwie, współczynniki korelacji są ujemne (zima $r = -0,354$, $r = -0,288$, rok $r = -0,016$. W styczniu współczynniki korelacji $r = 0,335$ między T_3 i $f(t)$ nie jest istotny na poziomie 0,10 ($n = 10$). Natomiast w lipcu współczynnik korelacji $r = 0,753$ jest istotny na poziomie 0,01, a $r_3 = 0,907$ między T_3 i $f(t)$ jest istotny na poziomie 0,001 (rys. 9).

W Moskwie w lipcu prognozowano według interferencji cykli ze składnikiem liniowym $F(t) = 12,53531 + 0,003175 t + \dots$, $R = 0,602$ i bez składnika liniowego $f(t)$:

Θ lat	5,7	6,2	7,0	10,1	13,2	21,1	51,6	84,7	169,1
b °C	0,5373	0,2873	0,378	0,4691	0,2894	0,4044	0,3227	0,8211	0,9591
c	-3,0983	2,2778	1,4603	1,078	-1,8974	2,6927	-1,8953	1,9748	1,846



Rys. 9. Zmiany średniej temperatury powietrza w lipcu w Moskwie (2003-2012), T_3 – wartości zmierzone, T_3 – średnie konsekwentne 3-letnie (2003-2012); $F(t)$ – wartości obliczone, z prognozą na lata 2003-2100
Fig. 9. Changes of mean air temperature in July in Moscow (2003-2012); T_i – measured values, T_3 – 3-year moving average (2003-2012); $F(t)$ – calculated values, with forecasts for the years 2003-2012

Celem rozdziału X. *Weryfikacja prognoz opadów atmosferycznych w Warszawie w XXI wieku – w 30-leciu 1981-2010 (z 1993 r.) i 20-leciu 1991-2010 (z 2000 r.)* (rozdz. X) jest weryfikacja prognoz zmian sum opadów atmosferycznych w Warszawie opracowanych w Zakładzie Klimatologii UW (Boryczka 1993, Boryczka i in. 2000).

W podrozdziale 10.1. *Weryfikacja prognoz przebiegu rocznego opadów atmosferycznych w Warszawie na lata 1980-2100 według pomiarów z lat 1813-1979* sprawdzono prognozy zmian sum opadów atmosferycznych w Warszawie w 30-leciu 1981-2010, opublikowane w książce :

– Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*, Wyd.. Wyd. UW, Warszawa, ss. 400.

Trend czasowy $F(t)$ (wzór 22', str. 300 i.306) opisuje zmiany miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980. Na przykład wzór empiryczny $F(t)$ (ze składnikiem liniowym $at = 0,00336t$) uwzględnia interferencję 15 cykli opadów: 0,50, 1,00, 1,25, 1,75 2,50, 2,83, 3,50,4,25, 5,33, 6,00, 11,67, 16,33, 19,17, 57,33 i 114,0 lat, wyznaczonych na podstawie wyników pomiarów w latach 1813-1979.

Oceniono synchroniczność przebiegów zmierzonych sum opadów w Warszawie i prognozowanych z wyprzedzeniem 30 lat (1980-2010).

Prognozy zmian sum opadów i ich weryfikację opracowano na podstawie wyników pomiarów w Warszawie-Observatorium (1813-1979) i Warszawie-Okęciu (1951-2010).

Weryfikacja obecna modelu empirycznego polega przede wszystkim na porównaniu 30-letniej serii wyników pomiarów opadów w Warszawie (sum miesięcznych (P) z prognozowanymi $F(t)$ na lata 1980-2010. Na ogół minima i maksima roczne miesięcznych sum opadów zmierzonych P i prognozowanych $F(t)$ pokrywają się.

Wiarygodne są też prognozy zmian opadów atmosferycznych w Warszawie na lata 1991-2100 sprawdzone w podrozdziale 10.2. Weryfikacja prognoz opadów atmosferycznych w Warszawie na lata 1990-2100 – w 20-leciu 1990-2010 (z 2000 r.). opraco-

wane na podstawie danych z Obserwatorium Astronomicznego z lat 1813-1990 i opublikowane w t. VIV Atlasu (wzory s. 110-119, wykresy s. 129-147):

– Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Lorenc H., Kicińska B., Błażek E., Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XIV *Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku*, ss. 209

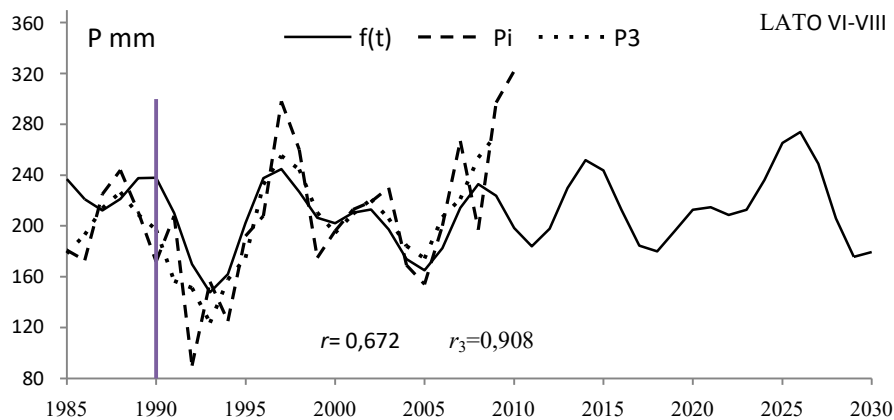
Trend czasowy $f(t)$ sum opadów atmosferycznych w Warszawie np. w lecie (bez składnika liniowego a_0) w latach 1813-1990 jest wypadkową nakładania się 5 cykli, w tym najdłuższych 54 i 122 lat.

$$f(t) = 218,0 + 25,224 \sin(-1,741 + \frac{2\pi}{6} t) + 15,89 \sin(-1,716 + \frac{2\pi}{9} t) + 19,14 \sin(-0,3370 + \frac{2\pi}{13} t) + 8,843 \sin(1,717 + \frac{2\pi}{54} t) + 7,5885 \sin(1,003 + \frac{2\pi}{122} t)$$

Równania opisujące interferencję cykli opadów otrzymano przyjmując rok 1813 jako początek osi czasu $t=0$ ($t = -113$ – rok 1700, $t = 287$ – rok 2100)..

Porównano sumy opadów w różnych przedziałach czasu (miesiące, pory roku, rok) zmierzone w Warszawie na Okęciu (P) z prognozowanymi $f(t)$ na lata 1990-2010.

Wahania zmierzonych sum opadów atmosferycznych w Warszawie-Okęcie (średnich konsekwentnych 3-letnich) i prognozowanych sum opadów na lata 1991-2010, według modeli $f(t)$ przedstawiono na rys. 10.



Rys. 10 Porównanie zmierzonych w lecie sum (P_i i średnich konsekwentnych 3-letnich P_3) opadów atmosferycznych w Warszawie (Okęcie) z prognozami (1990-2030) według modelu $f(t)$

Fig. 10 Comparison of measured summer precipitation totals at Warsaw (Okęcie) (P_i and 3-year running average P_3) with forecasts (1990-2030) prognostic model $f(t)$

W lecie, współczynniki korelacji $r = 0,672$ i $r_3 = 0,908$ sum letnich opadów atmosferycznych i średnich konsekwentnych 3-letnich sum w Warszawie (Okęcie) z prognozami (1990-2010) według modelu $f(t)$ są wyjątkowo duże (istotne na poziomie 0.01 według testu t-Studenta..

W rozdziale XI. *Nowe prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie w XXI wieku według pomiarów z 1779-2015* opracowano rekonstrukcje (1700-1778) i nowe prognozy zmian temperatury powietrza w Warszawie w poszczególnych miesiącach, sezonach i roku w latach 2016-2100 na podstawie danych z lat 1779-2015.

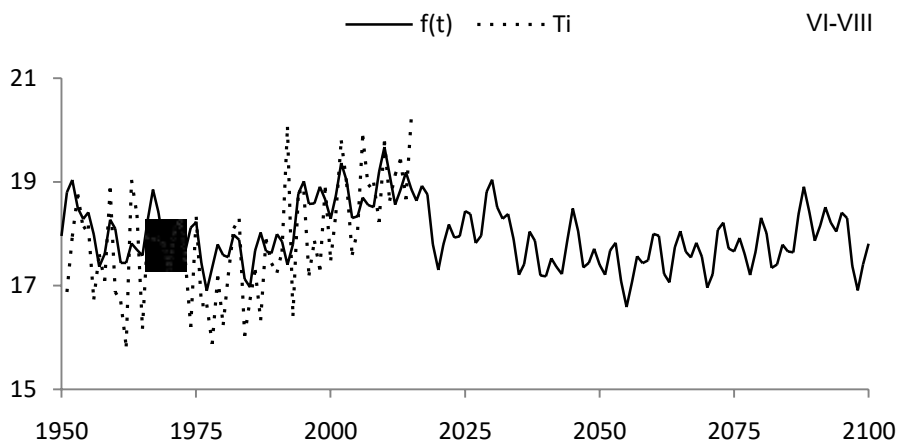
Jeżeli minimum lokalne widma oscylacji temperatury powietrza było poza przedziałem $2.1 \leq \Theta \leq 250$ lat to w rekonstrukcji i prognozach na podstawie interferencji

cykli (ze składnikiem liniowym $F(t)$ i bez składnika liniowego $f(t)$) uwzględniono dodatkowo najdłuższy cykl $\Theta = 179$ lat (astronomiczny).

W lecie uwzględniono 10 cykli o długości Θ lat, amplitudzie b °C i fazie c ze składnikiem liniowym $F(t) = 14.083182 + 0.001975 t + \dots$ $R=0.590157$:

Θ	3,9	7,1	15,6	19,1	30,9	37,2	54,6	73,8	114,3	179,0
b	0,3745	0,3188	0,2645	0,1981	0,1498	0,1242	0,1529	0,4627	0,0112	0,3363
c	-0,8151	1,3956	0,9342	-0,3418	3,1023	1,8529	-2,6696	-0,3313	-1,9874	0,6335

Prognozowane zmiany temperatury powietrza w Warszawie w lecie w latach 2016-2100 przedstawiono na rys. 11.



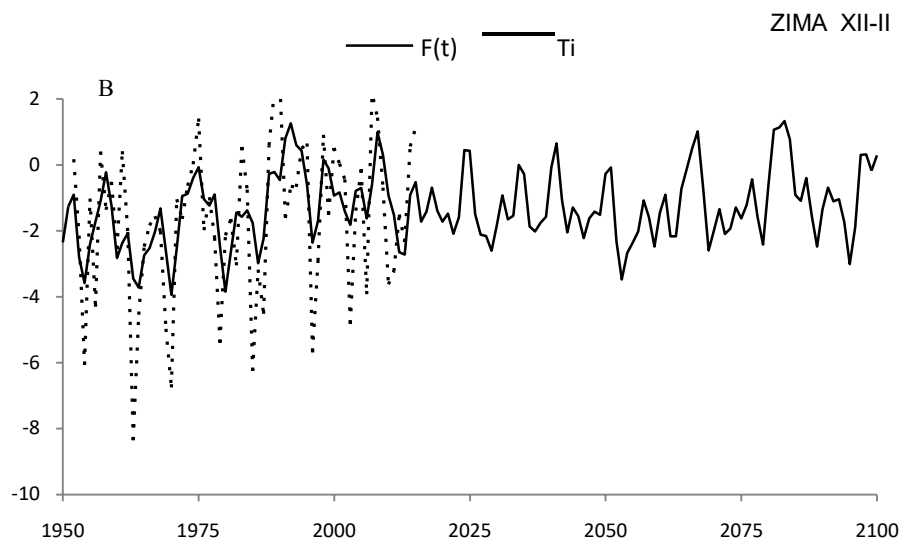
Rys. 11. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w lecie w latach 1700-2100, $f(t)$ – wartości obliczone (z prognozą na lata 2016-2100); A) T – wartości zmierzone (1779-2015). B) Ti – zmierzone na Okęciu (1951-2015)

Fig. 11. Air temperature changes in Warsaw in summer in the years 1700-2100. $f(t)$ – calculated values (with a forecast for the years 2016-2100); A) T – values measured (1779-2015), B) Ti – values measured in Okęcie (1950-2015)

W zimie w rekonstrukcji (1700- 1778) i prognozach zmian temperatury powietrza w latach 2016-2100 uwzględniono także 10 cykli obecnych w widmie oscylacji ze składnikiem liniowym $F(t) = -1.135666 + 0.004831 t + \dots$ $R=0.546270$

Θ	3,3	5,2	8,3	15,3	18,1	22,3	41,6	77,4	118,5	179,0
b	0,5721	0,6327	0,8305	0,4634	0,4212	0,3067	0,3133	0,2856	0,5328	0,2904
c	-1,3331	-0,6587	1,9328	0,8738	1,4167	-1,4925	1,7833	-3,0465	1,7346	2,1469

Prognozowane zmiany temperatury powietrza w Warszawie w zimie w latach 2016-2100 przedstawiono na rys. 12.



Rys. 12. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w zimie w latach 1700-2100 , $F(t)$ – wartości obliczone (z prognozą na lata 2016-2100); A) T – wartości zmierzone (1779-2015). B) T_i – zmierzone na Okęciu (1951-2015)

Fig. 12. Air temperature changes in Warsaw in winter in the years 1700-2100. $F(t)$ – calculated values (with a forecast for the years 2016-2100); A) T – values measured (1779-2015) , B) T_i – values measured in Okęcie (1950-2015)

IX. LITERATURA

Rozprawy habilitacyjne

1. Zofia Kaczorowska, 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geograficzne IG PAN, nr 33.
2. Maria Stopa-Boryczka, 1973, *Cechy termiczne klimatu Polski*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, nr 72, ss. 348.
3. Jerzy Boryczka, 1984, *Model deterministyczno-stochastyczny wielookresowych zmian klimatu*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, nr 234, ss. 272
4. Elwira Żmudzka, 2007, *Zmienność zachmurzenia nad Polską i jej uwarunkowania cyrkulacyjne (1951-2000)*, Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Rozprawy doktorskie

1. Maria Stopa, 1964, *Regiony burzowe w Polsce*, [w:] Dokumentacja Geograficzna IG PAN, z .1, 1965 (skrót pracy), promotor prof. dr Wincenty Okołowicz, recenzenci: doc. dr hab. Zofia Kaczorowska, prof. dr Władysław Parczewski
2. Jerzy Boryczka, 1968, *Turbulencyjna transformacja pyłu i gazów w atmosferze ziemskiej i jej zależność od parametrów klimatologicznych*, [w:] Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 6, 1973 (skrót pracy), promotor prof. dr Wincenty Okołowicz, recenzenci: doc. dr hab. Zofia Kaczorowska, prof. dr Zdzisław Kaczmarek, prof. dr Jan Juda.
3. Urszula Kossowska, 1970, *Osobliwości klimatu wielkomijskiego na przykładzie Warszawy*, [w:] Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 7, 1973 (skrót pracy), promotor prof. dr Wincenty Okołowicz, recenzenci: prof. dr Janusz Paszyński, doc. dr hab. Edward Michna.
4. Krzysztof Olszewski, 1973, *Transformacja pary wodnej w dolnej troposferze nad wybranymi obszarami Polski*, [w:] Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 9, 1977 (skrót pracy), promotor prof. dr Wincenty Okołowicz, recenzenci: doc. dr hab. Zofia Kaczorowska, doc. dr Edward Strauch.
5. Witold Lenart, 1973, *Wpływ podłoża na rozwój chmur Cumulus nad wybranymi terenami Niżu Polskiego*, [w:] Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 9, 1977 (skrót pracy); promotor prof. dr Wincenty Okołowicz, recenzenci: doc. dr hab. Zofia Kaczorowska, prof. dr Władysław Parczewski.
6. Maria Kopacz, 1975, *Bioklimat uzdrowisk o profilu kardiologicznym*, [w:] Prace i Studia IG UW – Klimatologia, z. 10, 1978 (skrót pracy); promotor doc. dr hab. Zofia Kaczorowska, recenzenci: doc. dr hab. Sabina Tyczka, prof. dr Marian Molga.
7. Andrzej Górka, 1979, *Pionowe gradienty temperatury powietrza w Sudetach*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 28, 2001 (skrót pracy), s. 199-201, promotor doc. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Mieczysław Hess, doc. dr hab. Zofia Kaczorowska.
8. Jolanta Wawer, 1994, *Cechy termiczne klimatu lokalnego Warszawy* [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 20, 1997 (skrót pracy), promotor prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr Jerzy Kondracki, prof. dr hab. Andrzej Ewert.
9. Anna Michalska (PAP – Warszawa), 1998, *Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 20, 1997 (skrót pracy), promotor prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Andrzej Ewert, prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk.
10. Elwira Żmudzka, 1999, *Cykliczne zmiany temperatury powietrza w Polsce*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 20, 1997 (skrót pracy), s. 79-92 promotor prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci prof. dr hab. Krzysztof Kożuchowski, prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk.
11. Bożena Kicińska, 1999, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na stężenie dwutlenku siarki w powietrzu w Polsce*, [w:] Miscellanea Geographica, v. 9, 2000 (skrót pracy), promotor prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Florian Plit, prof., dr hab. Halina Lorenc
12. Magdalena Kuchcik, 2000, *Wpływ warunków aerasanitarnych i biometeorologicznych na zgony mieszkańców Warszawy*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 28, 2001 (skrót pracy), promotor prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci dr hab. Andrzej Kowalczyk, doc. dr hab. Krzysztof Błażejczyk
13. Dariusz Baranowski (WSP – Słupsk), 2002, *Zróżnicowanie warunków atmosferycznych w Polsce w zależności od typu cyrkulacji*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, t. 29, 2001, (skrót pracy), promotorzy: prof. dr hab. Andrzej Ewert, prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk, prof. dr hab. Gabriel Wójcik
14. Katarzyna Grabowska, 2002, *Burze w Polsce i ich uwarunkowania*, [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XVI, 2002) (skrót pracy), promotor prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Elżbieta Kupczyk, prof. dr hab. Czesław Koźmiński

15. Robert Cebulski (Kraków), 2007, Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów atmosferycznych i stanów wody rzeki górskiej, [w:] Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, t. XX-XXI, 2007, s. 219-250 (autoreferat). promotor prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedz, UŚ, dr hab. Artur Magnuszewski, UW
16. Katarzyny Pietras, 2009, *Wpływ zbiorowisk leśnych na klimat lokalny w Puszczy Boreckiej*, [w:] Prace i Studia Geograficzne, Suplement 47, Wyd. UW, 2011, s. 176-194 (autoreferat) promotor prof. dr hab. Jerzy Boryczka, recenzenci: dr hab. Marek Nowosad, UMCS, prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk, UW
17. Danuta Idzikowska 2013, *Wpływ warunków meteorologicznych i biometeorologicznych na umieralność w wybranych miastach europejskich*, promotor prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk, recenzenci: prof. dr hab. Teresa Kozłowska-Szczęśna, dr hab. Izabella Łęcka (UW).
18. Katarzyna Lindner-Cendrowska, 2013, *Ocena warunków klimatycznych na potrzeby turystyki i rekreacji w wybranych miastach europejskich*, promotor prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk, recenzenci: dr hab. Elwira Żmudzka (UW), dr hab. Katarzyna Piotrowicz (UJ).
19. Joanna Wiecek, 2015, *Wpływ czynników środowiskowych na produkcję melatoniny w organizmie człowieka*, promotorzy: prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk (UW), prof. dr Takeshi Morita (Fukuoka Woman University), recenzenci: prof. dr hab. Krystyna Skarło-Sońta, dr hab. Robert Twardosz
20. Joanna Popławska, 2016, *Zastosowania wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków*, promotor dr hab. Elwira Żmudzka, recenzenci: prof. dr hab. Maria Stopa-Boryczka, dr hab. Zuzanna Bielec-Bąkowska.

Prace magisterskie

1. Alicja Nowicka, 1977, *Charakterystyka bioklimatu północno-wschodniej części Polski* (Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz).
2. Grażyna Rokoszewska, 1978, *Charakterystyka bioklimatu woj. suwalskiego w ciepłej porze roku* (Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz).
3. Władysław Remiszewski, 1979, *Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb sportu i turystyki zimowej w woj. suwalskim* (Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz).
4. Wiesława Jakimiuk-Olszewska, 1988, *Próba oceny warunków klimatycznych dla potrzeb rolnictwa w województwie białostockim na przykładzie ziemniaka* (Maria Kopacz-Lembowicz).
5. Krzysztof Buczyński, 1990, *Obciążenia organizmu ludzkiego powstałe na dalekich trasach lotniczych* (Maria Stopa-Boryczka, Maria Kopacz-Lembowicz).
6. Magdalena Szulc-Bomba, 1991, *Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970* (Maria Kopacz-Lembowicz)
7. Katarzyna Wesołowska, 1997, *Warunki synoptyczne sprzyjające powstawaniu burz w Warszawie* (Maria Stopa-Boryczka)
8. Michał Praszkiwicz, 1997, *Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 (na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie)* (Danuta Martyn)
9. Aleksandra Czerwonka, 2000, *Wpływ warunków meteorologicznych na rozkład zanieczyszczeń w Warszawie* (Jerzy Boryczka).
10. Maciej Okrasa, 2001, *Warunki odczuwalne w Mikołajkach w pięcioleciu 1986-1990* (Maria Kopacz-Lembowicz).
11. Anna Mrozek, 2003, *Uwarunkowania klimatyczne lotniska Olsztyn-Dajtki* (Maria Kopacz-Lembowicz).
12. Piotr Gałecki, 2003, *Pokrywa śnieżna w Warszawie w latach 1965-1995* (Elwira Żmudzka).
13. Katarzyna Jaczak, 2004, *Wpływ warunków pogodowych na wzrost stężenia ozonu troposferycznego w Śródmieściu Warszawy (1996-2000)* (Jolanta Wawer).
14. Rafał Płazewski, 2005, *Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995* (Urszula Kosowska-Cezak).
15. Kamila Pyłka, 2007, *Zależność zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki od typów cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Polsce* (Bożena Kicińska).
16. Karolina Błasiak, 2007, *Mgły w Warszawie na Okęciu i możliwości ich prognozowania* (Bożena Kicińska)
17. Paweł Parzuchowski, 2008, *Klimat lotniska Radom-Sadków* (Jerzy Boryczka).
18. Emilia Olczak, 2008, *Warunki klimatyczne lotniska w Poznaniu-Lawicy* (Katarzyna Grabowska
19. Jakub Szmyd, 2008, *Zjawisko fali górskiej w Karpatach Polskich* (Bożena Kicińska).
20. Katarzyna Zduńczyk, 2009, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na kwasowość opadów (na przykładzie Jarczewa* (Krzysztof Olszewski).

21. Kamila Hipnarowicz, 2003, *Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu wysokich opadów w aglomeracji warszawskiej (w latach 1971-1980)* (Jolanta Wawer).
22. Hipnarowicz K., Wawer J. 2008, *Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu wysokich opadów w aglomeracji warszawskiej (w latach 1971-1980)* s. 98-99, [w:] *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, Materiały Zakładu Klimatologii WGRS UW na XII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik, 14.06.2008, Warszawa
23. Przemysław Kotynia, 2009, *Warunki meteorologiczne sprzyjające występowaniu burz na Mazowszu* (Maria Stopa-Boryczka).
24. Kotynia P., Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2008, *Zmiana warunków meteorologicznych w Warszawie po przejściu burzy*. 119-123, [w:] *Klimat Wielkiej Warszawy w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii w latach 1952-2007*, Materiały Zakładu Klimatologii WGRS UW na XII Piknik Naukowy Polskiego Radia BIS i Centrum Nauki Kopernik, 14.06.2008, Warszawa.
25. Joanna Maroszek, 2009, *Maksyma dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie i ich uwarunkowania* (Jolanta Wawer).
26. Anna Skupińska, 2009, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem siarki w południowej Polsce* (Bożena Kicińska).
27. Paweł Szczepański, 2010, *Zmiany zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie w latach 2004-2006* (Bożena Kicińska).
28. Urszula Frydrychowska, 2010, *Wpływ warunków pogodowych na stężenie pyłu zawieszonego w powietrzu na przykładzie Warszawy* (Krzysztof Olszewski).
29. Grzegorz Wiktorowski, 2011, *Wpływ ruchu lotniczego Lotniska Warszawa-Okęcie na klimat akustyczny południowo-zachodniej części Warszawy* (Bożena Kicińska).
30. Anna Faflak, 2012, *Zanieczyszczenie powietrza pyłem PM10 na terenie Warszawy i Krakowa w latach 2005-2009* (Bożena Kicińska).

Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce

1. *Prognozy zmian klimatu Polski* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J.), t. XVI.2002, Wyd. UW, ss.212
2. *Groźne zjawiska pogodowe w Polsce* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Grabowska K., Wawer J., Błażek E., Skrzypczuk J.), t. XVIII, 2004, Wyd. UW, ss.217
3. *Stan zanieczyszczenia atmosfery w Warszawie i innych miastach Polski* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXVIII, 2012, Wyd. UW, ss. 470
4. *Ocena klimatu na potrzeby lotnictwa w Warszawie i innych miastach Polski* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXIX, 2013, Wyd. UW, ss. 443
5. *Klimat północno wschodniej Polski według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego i J. Ostrowskiego* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Grabowska K., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., Grzęda M.), t. XXX, 2013, Wyd. UW, ss. 550.
6. *Modele empiryczne przestrzennych i czasowych zmian klimatu Europy z wyodrębnieniem Polski (ważniejsze wyniki badań)*(Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), t. XXXI/XXXII, 2014), Wyd. UW, ss. 422
7. *Zmiany wiekowe klimatu Europy z uwzględnieniem prognoz w XXI wieku i ich weryfikacja* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), t. XXXIII, 2015, Wyd. UW, ss. 444
8. *Klimat Europy, Przeszłość – Teraźniejszość – Przyszłość (w kolejnych 33 tomach Atlasu I, 1974 – XXXIII, 2015)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J.), t. XXXIV, 2016), ss. 462
9. *Badania klimatu Europy w różnych skalach przestrzennych (w publikacjach Zakładu Klimatologii UW, 1951-2016)* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J.), t. XXXV, 2016, Wyd. UW, ss. 415.
10. *Postęp badań zmian klimatu Ziemi w ostatnim tysiącleciu (XI-XXI)* (Boryczka J., Stopa-Boryczka M.), t. XXXVI, 2017, Wyd. UW, ss. 407.

Pozycje książkowe

1. Okołowicz W., 1962, *Zachmurzenie Polski*, Prace Geograficzne IG PAN, nr 34, s. 9-107.
2. Stopa M., 1962, *Burze w Polsce*, Prace Geograficzne IG PAN, nr 34, s. 109-185.
3. Stopa M., 1965, *Rejony burzowe w Polsce*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, z .1, ss. 96.
4. Okołowicz W., 1966, *Cloudiness in Poland*, Publications Foreign Cooperation Centre of the Central Institute for Scientific, Technical and Economic Information, s. 1-97.
5. Stopa M., 1966, *Thunderstorms in Poland*, Publications Foreign Cooperation Centre of the Central Institute for Scientific, Technical and Economic Information, s. 98-172.
6. Stopa M., 1968, *Temperatura powietrza w Polsce*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, z .1, ss. 213.
7. Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*, Wyd. UW, Warszawa, ss. 400.
8. Boryczka, J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie DIALOG, Warszawa, ss. 165.
Boryczka, J., 2015, *Zmiany klimatu Ziemi* (wydanie drugie rozszerzone), Wyd. WGR UW, Warszawa, ss. 280.