

V. WPŁYW ZABUDOWY I ZIELENI OSIEDLOWEJ NA ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE

Syntezą badań w zakresie zmienności przestrzennej i czasowej klimatu lokalnego w mieście jest

- *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXII. *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie* (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J.), 2008, Wyd. UW, ss. 332

Celem badań jest określenie zakresu zróżnicowania warunków meteorologicznych i biometeorologicznych w mieście w zależności od charakteru zabudowy i zieleni w osiedlach mieszkaniowych oraz ich lokalizacji w Warszawie, ze szczególnym uwzględnieniem pory dnia i roku. Podano wyniki pomiarów zawarte w niektórych pracach magisterskich.

Badania Zakładu Klimatologii pod kątem wpływu różnego typu zabudowy i zieleni na klimat lokalny w Warszawie przeprowadzono w latach 1959-2007. Obiektami szczególnych zainteresowań stały się osiedla mieszkaniowe położone w różnych dzielnicach miasta, w przybliżeniu na profilu północ-południe: Białoleka Dworska, Chomiczówka, Sady Żoliborskie, Stawki, Szwoleżerów, Wyględów - Olimpijska, Służew nad Dolinką, Kabaty, Jelonki, Śródmieście.

Sporo wyników badań dotyczy zabudowy zwartej w Śródmieściu, z małym udziałem zieleni ze szczególnym uwzględnieniem Śródmiejskiej Stacji Meteorologicznej *Warszawa-Uniwersytet*.

Uzyskane wyniki własnych dociekań odnoszono najczęściej do danych ze stacji synoptycznej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej Warszawa-Okęcie, reprezentującej warunki pozamiejskie – od strony południowo-zachodniej. Zlokalizowana ona jest w strefie najmniejszego oddziaływania miasta na klimat przy przeważających wiatrach z sektora zachodniego. Już wcześniej udowodniono, że stacja ta jest dobrym punktem odniesienia w badaniach modelowych w środkowej Polsce, a nawet w Europie.

Przedstawiono najważniejsze wyniki badań prac magisterskich (udokumentowane licznymi tabelami i wykresami) oraz ich porównaniem z innymi osiedlami o podobnym lub odmiennym charakterze zabudowy. Wyniki badań odnoszono też do najbliższego otoczenia tj. do stacji zakładanych poza osiedlami.

Do ważniejszych zagadnień, które udało się scharakteryzować w pracach magisterskich na podstawie zróżnicowania klimatu lokalnego w Warszawie można zaliczyć:

- Wpływ oświetlenia (ekspozycji dosłonecznej i cienia) na zróżnicowanie warunków cieplnych w osiedlach
- Deformacja pola wiatru pod wpływem zabudowy
- Tempo nagrzewania i wychładzania osiedli o zabudowie wysokiej, blokowej (Służew, Stawki) oraz niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (Olimpijska).
- Warunki odczucia termicznego (warunki biometeorologiczne) w osiedlach różnej powierzchni zieleni (Sady Żoliborskie, Stawki, Służew)
- Przemieszczanie się wyspy ciepła pod wpływem wiatru
- Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w Warszawie
- Pionowa stratyfikacja atmosfery w Śródmieściu i na peryferiach

W pracy uwzględniono również wyniki dotychczasowych badań pracowników Zakładu Klimatologii, dotyczące mikroklimatu osiedli mieszkaniowych oraz studia porównawcze.

Najwięcej prac dotyczyło projektowanego osiedla mieszkaniowego w Białoleęce Dworskiej, w ramach realizowanego programu rządowego PR-5 (*Kompleksowy rozwój budownictwa mieszkaniowego*) w zadaniu 02.02.03 6 – eksperyment *Białoleka Dworska* (1976-1979). Na podstawie badań specjalistycznych (geologicznych, hydrologicznych, klimatycznych, gleboznawczych, fito- i zoocenotycznych) dokonano oceny środowiska przyrodniczego przeznaczonego pod zabudowę. Ponadto przedstawiono prognozy urbanistyczne zmian środowiska, po wprowadzeniu zabudowy. Pozwoliło to zaprojektowanie optymalnych walorów środowiska przyrodniczego. Do postawienia prognoz zmian klimatu lokalnego w Białoleęce Dworskiej potrzebna była dotychczasowa wiedza pracowników Zakładu Klimatologii UW, zdobyta podczas prowadzenia badań klimatu Warszawy, zwłaszcza w pracach magisterskich.

SPIS TREŚCI (22)

I	WPROWADZENIE	9
II	STAN BADAŃ KLIMATU WARSZAWY W PUBLIKACJACH I PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	13
III	CHARAKTERYSTYKA I OCENA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH BIAŁOLEKI DWORSKIEJ ORAZ OKREŚLENIE WPŁYWU ZABUDOWY NA ICH ZMIANY – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Andrzej GÓRKA, Ewa RYCYWOLSKA, Jerzy BORYCZKA, Jolanta WAWER	21
IV	WARUNKI KLIMATYCZNE OSIEDLA SZWOLEŻERÓW – WYNIKI BADAŃ ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	43
V	WPŁYW ZABUDOWY NA ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW MIKROKLIMATYCZNYCH W OSIEDLACH SADY ŻOLIBORSKIE I SZWOLEŻERÓW – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Ewa RYCYWOLSKA	65
VI	DZIENNE ZMIANY RÓŻNIC TEMPERATURY POWIETRZA MIĘDZY OSIEDLEM Z DUŻYM UDZIAŁEM ZIELENI I TERENEM POZAMIEJSKIM – Bohdan MIERZWIŃSKI	81
VII	DEFORMACJA PÓŁ ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH POD WPŁYWEM ZABUDOWY – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Bohdan MIERZWIŃSKI, Jolanta WAWER	89
VIII	ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH PRAC MAGISTERSKICH DOTYCZĄCYCH OSIEDLI	95
8.1.	Osiedle Białoleka Dworska	95
8.1.1.	Zmiany dobowe temperatury powietrza w 1977 roku na przykładzie Białoleki Dworskiej (1978) – Małgorzata PANASZ (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	95
8.1.2.	Zmiany dobowe i roczne wilgotności powietrza w Białoleęce Dworskiej w 1977 r. (1979) – Elżbieta KOWALCZYK-GUTOWSKA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	100
8.1.3.	Wpływ podłoża na temperaturę powietrza na przykładzie Białoleki Dworskiej (1979) – Krystyna BAĆCZYK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	106
8.1.4.	Wpływ podłoża na warunki wilgotnościowe w Białoleęce Dworskiej (1979) – Celina BOUŻYK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA)	111
8.1.5.	Wpływ pogody na zróżnicowanie warunków odczuwalnych osiedla mieszkaniowego na przykładzie Białoleki Dworskiej (1979) – Wiesława DYBCZYŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	116
8.1.6.	Ocena warunków odczuwalnych dla potrzeb budownictwa w Białoleęce Dworskiej (1979) – Anna PIORUŃSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	118
8.1.7.	Ogólna charakterystyka bioklimatu okolic Białoleki Dworskiej za okres 1961-1970 (1979) – Krystyna KOWALIK-BIAŁOWOLSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	122

8.2.	Osiedle Chomiczówka	132
8.2.1.	Warunki termiczne osiedla Chomiczówka w Warszawie (1994) – Anna KAZUBEK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	132
8.3.	Osiedle Sady Żoliborskie	141
8.3.1.	Warunki bioklimatyczne w osiedlu Sady Żoliborskie (1989) – Irma KIJOWSKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	141
8.3.2.	Warunki odczuwalne osiedli warszawskich o dużym udziale i strukturze zieleni (1991) – Grażyna DUDZICKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	147
8.4.	Osiedle Stawki	155
8.4.1.	Mikroklimat osiedla „Stawki” w Warszawie (1986) – Walentyna LEONIUK, (opiekun naukowy: Maria STOPA- BORYCZKA)	155
8.4.2.	Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1988) – Anna ANDRZEJEWSKA-MAMCZAREK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	164
8.5.	Osiedle Szlacheź	169
8.5.1.	Mikroklimat osiedla Szlacheź w Warszawie (1988) – Urszula SZCZĘŚNIAK (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	169
8.6.	Osiedle Wyględów-Olimpijska	174
8.6.1.	Warunki odczuwalne w osiedlach warszawskich Sady Żoliborskie i Olimpijska – Barbara GAWRYŚ (opiekun naukowy: Maria KOPACZ- LEMBOWICZ)	174
8.7.	Osiedle Służew nad Dolinką	182
8.7.1.	Mikroklimat osiedla Służew nad Dolinką w Warszawie (1988) – Maria WACŁAWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	182
8.7.2.	Warunki termiczne w osiedlach warszawskich o wysokiej zabudowie (1987) – Monika ŻOLNIEROWICZ-KASPRZYK (opiekun naukowy: Maria STOPA-BORYCZKA)	186
8.7.3.	Wpływ wysokiej zabudowy na kierunek i prędkość wiatru w osiedlach warszawskich (1988) – Grzegorz GRABOWSKI (opiekun naukowy: Maria. STOPA-BORYCZKA)	193
8.8.	Osiedle Kabaty	197
8.8.1.	Wpływ zabudowy na warunki termiczno-wilgotnościowe (2007) – Aleksandra BŁASZCZYK, (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	197
8.9.	Osiedle Przyjaźń – Jelonki	205
8.9.1.	Wpływ warunków meteorologicznych na rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń powietrza w porze zimowej i wiosennej w 1969/70 roku (1971) – Witold HUCULAK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Jerzy BORYCZKA)	205
8.9.2.	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)	213
8.10	Śródmieście Warszawy	221
8.10.1.	Stratyfikacja temperatury powietrza w warstwie do 130 m nad poziomem podłoża w śródmieściu Warszawy (na podstawie badań otoczenia Pałacu Kultury i Nauki w 1960) – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK	221
8.10.2.	Warunki odczuwalne w Śródmieściu Warszawy w latach 1966-1970 (1992) – Bożena MOSAKOWSKA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	225
8.10.3.	Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w centrum Warszawy (1990) – Lesław KIJOWSKI (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	229
8.10.4.	Wpływ zabudowy na pola zmiennych meteorologicznych w Warszawie (1989) – Hanna KRAJEWSKA (opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA)	233
IX	ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU LOKALNEGO W WARSZAWIE W ZALEŻNOŚCI OD LOKALIZACJI OSIEDLI	245
9.1.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy w miesiącach letnich (1994) – Renata ROMAŃSKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	245
9.2.	Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód (1994) – Dorota PRZYBYŁKOWSKA, (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	254

9.3.	Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie (1997) – Katarzyna GULA (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	260
9.4.	Warunki odczucia termicznego w Warszawie (1990) – Robert WAKER (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	270
X	KLIMAT LOKALNY ULIC I PLACÓW W WARSZAWIE	277
10.1.	Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971, cz. I. Temperatura (1972) – Grażyna KORCYL (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Urszula KOSSOWSKA)	277
10.2.	Kształtowanie się wybranych elementów meteorologicznych w Warszawie w latach 1969 i 1971, cz. III. Zachmurzenie i prężność pary wodnej (1972) – Marek ZAKRZEWSKI, (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	286
10.3.	Wpływ zieleni na warunki termiczno-wilgotnościowe na przykładzie obserwacji w Warszawie w lipcu 1972 r. (1977) – Tomasz ZUŁKOWSKI (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	290
XI	INFLUENCE OF THE CITY ON FIELD OF METEOROLOGICAL VARIABLE – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA	293
XII	POSITIVE AND NEGATIVE EFFECTS OF THE URBAN HEAT ISLAND IN WARSAW – Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA	299
XIII	THE APPLICATION-ORIENTED CHARACTER OF THE REPORTS ELABORATED AT THE DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY CONCERNING URBAN CLIMATE – Maria KOPACZ-LEMBOWICZ	309
XIV	ZAKOŃCZENIE	319
	LITERATURA	329

Ważniejsze wyniki badań

Ważnym eksperymentem naukowym był udział Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego w programie Rządowym PR-5 p.t. *Ekofizjograficzne podstawy kształtowania środowiska Białoleka Dworska (1979, 1980, 1982)*. Założeniem tego eksperymentu było przeprowadzenie kompleksowych badań środowiska przyrodniczego, w tym badań klimatycznych, przed powstaniem osiedla, w trakcie jego budowy i po jej zakończeniu. Projektantem osiedla Białoleka Dworska była prof. H. Skibniewska, autorka projektów osiedli *Sady Żoliborskie* i *Szwolężerów*, gdzie przez kolejne 3 lata Zakład Klimatologii prowadził badania mikroklimatyczne. Niestety projekt zakończył się na pierwszym etapie badań. Mimo to praca przyniosła poważne osiągnięcia w zakresie metod badań i opracowań klimatologicznych na potrzeby urbanistów przy projektowaniu nowych osiedli mieszkaniowych.

Celem pracy jest przedstawienie charakterystycznych cech klimatu lokalnego Białoleki Dworskiej oraz prognozowanie zmian po wprowadzeniu zabudowy.

W wyniku analizy wieloletnich (1951-1970) materiałów obserwacyjnych z dwóch stacji meteorologicznych Bielany i Legionowo, stwierdzono pewne osobliwe cechy klimatu lokalnego Białoleki Dworskiej. Ujawniły się one także przy porównaniu synchronicznych obserwacji meteorologicznych, prowadzonych w Białolece i na sąsiednich stacjach IMGW w okresie od października 1976 r. do sierpnia 1978 r.

Białoleka Dworska wyróżnia się przede wszystkim znacznie większą częstością małych prędkości wiatru i ciszy, których jest przeciętnie o 20-30% więcej niż na pozostałych stacjach oraz większymi wahaniami dobowymi temperatury i wilgotności powietrza.

Zagęszczona sieć punktów pomiarowych (w okresie 3-letnim - 4 stanowiska, w lipcu 1977 i 1978 – 7 stanowisk) umożliwia uchwycenie przestrzennego zróżnicowania klimatu

lokalnego na terenie projektowanego osiedla mieszkaniowego, jak również poznanie dynamiki procesów atmosferycznych, zachodzących w przygruntowej warstwie powietrza.

Z przestrzennego rozkładu temperatury, wilgotności powietrza, prędkości wiatru a także warunków odczucia ciepła wynika, że na terenie przeznaczonym pod zabudowę można wyróżnić dwa obszary, różniące się dynamiką procesów atmosferycznych. Północna i północno-wschodnia część terenu o podłożu piaszczystym jest cieplejsza w ciągu dnia a chłodniejsza nocą oraz suchsza i bardziej zaciszna w stosunku do południowej i południowo-zachodniej. Zróżnicowanie rzeźby, ekspozycji, rodzaju podłoża, pokrycia terenu szatą roślinną itp. warunkuje lokalną cyrkulację powietrza. W dzień, przy powierzchni ziemi, występuje poziomy ruch powietrza znad terenów chłodniejszych ku cieplejszym wydmom. W nocy zaś kierunek przepływu powietrza jest przeciwny – wychłodzone powietrze z piaszczystych wydm spływa na obszar tarasu madowego. Ma to istotne znaczenie ze względu na słabe przewietrzanie terenu.

Uwzględniając zależność pionowej i poziomej wymiany ciepła i pary wodnej od rzeźby, pokrycia terenu, rodzaju podłoża, dokonano również próby określenia wpływu zabudowy na zmianę warunków meteorologicznych w projektowanym osiedlu. Prognoza uwzględnia zarówno oczekiwane zmiany rozkładu przestrzennego elementów meteorologicznych: temperatury, wilgotności powietrza, opadów, jak i zmiany lokalnej cyrkulacji powietrza.

Wprowadzenie zabudowy spowoduje przede wszystkim zmianę pola temperatury powietrza. Chłodniejszy dotychczas obszar tarasu madowego po zabudowie będzie cieplejszy od tarasu wydmorego. Wywoła to zmianę lokalnej cyrkulacji powietrza. Podczas ciszy i przy wiatrach o małych prędkościach, napływać będzie na teren osiedla świeże powietrze z terenów niezabudowanych. Ten lokalny ruch powietrza ku osiedlu, uwarunkowany poziomym gradientem temperatury, będzie największy w godzinach wieczornych. W celu zapewnienia właściwej wentylacji osiedla w ciągu dnia, wydaje się konieczne zwiększenie intensywności, pionowego, turbulencyjnego ruchu powietrza. Można to osiągnąć przez wprowadzenie zabudowy o różnej wysokości, zróżnicowanie elewacji budynków i odpowiedni rozkład zieleni osiedlowej, czyli wprowadzenie powierzchni kontrastowych, posiadających odmienne właściwości cieplne.

Do prac bezpośrednio związanych z realizacją projektu budowy osiedla mieszkaniowego w Białolegę Dworskiej należą wyniki badań meteorologicznych z osiedli warszawskich: Sady Żoliborskie i Szwoleżerów. Jako przykłady wybrano zabudowę kwaterową i ulicową oraz zespół wysokich wieżowców. Należy jeszcze dodać, że na całym osiedlach jak i w ich otoczeniu duży procent powierzchni zajmuje zieleń (trawniki, krzewy oraz zespoły drzew). Wyniki badań eksperymentalnych tego typu są niezbędne do prognozy zmian klimatu lokalnego wewnątrz i na zewnątrz osiedla przez projektowaną zabudowę.

Szczegółowa analiza warunków mikroklimatycznych w osiedlach mieszkaniowych Sady Żoliborskie i Szwoleżerów w Warszawie wykazała wyraźny ich związek z układem zabudowy, wysokością budynków, ekspozycją w stosunku do Słońca oraz rodzajem podłoża.

Układ zabudowy warunkujący przewietrzanie osiedla w zależności od kierunku wiatru ma największy wpływ na zróżnicowanie warunków odczuwalnych.

Warunki odczuwalne jako cieplejsze stwierdzono w zabudowie kwaterowej oraz w miejscach zacisznych, osłoniętych od wiatru. Nie oznacza to, że zawsze są to warunki lepsze dla człowieka. Zależy to bowiem od pogody w określonych porach roku. W

cieplej porze roku, w dni gorące będą to warunki gorsze od panujących w innych częściach osiedla. Natomiast w dni chłodne, a szczególnie wietrzne warunki odczuwalne będą tam korzystne.

Miejsca zaciszne zarówno w obrębie zabudowy kwaterowej, jak i ulicowej nie są stałe – zmieniają się zależnie od kierunku i prędkości wiatru.

W przerwach między budynkami występuje na ogół większa prędkość wiatru (efekt tunelowy), co najbardziej ujawniło się w okresie badań (przy kierunku południowo-zachodnim SW) w rejonie wieżowców przy ulicy Stołecznej oraz w alejce prowadzącej do wnętrza kwatery.

Wysokość budynków ma znaczny wpływ na prędkość wiatru. Wysoka zabudowa potęguje „efekt tunelowy”.

Wpływ rodzaju podłoża (asfalt, beton, trawnik, grunt) na zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych zależy przede wszystkim od nasłonecznienia i zacienienia powierzchni czynnej. Efekt operacji słonecznej zmienia się w ciągu dnia i dlatego trudno jest znaleźć w osiedlu mieszkaniowym takie fragmenty, które ze względu na charakter podłoża wyróżniają się jako zdecydowanie cieplejsze lub chłodniejsze.

Związane jest to również z tym, że wielkość powierzchni o określonym podłożu – sztucznym czy też naturalnym nie jest duża i bardzo rozczłonkowana.

Zmiany przestrzenne warunków mikroklimatycznych na terenie osiedla mieszkaniowego zależą również od typu pogody i pory dnia. Mianowicie, przy pogodzie słonecznej zróżnicowanie poszczególnych parametrów meteorologicznych jest znacznie większe niż przy pochmurnej. Z kolei w terminach południowych i popołudniowych jest ono większe niż w godzinach rannych.

Zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych, jakie stwierdzono wewnątrz osiedli mieszkaniowych Sady Żoliborskie i Szwoleżerów, jak również wynikające z porównania wnętrza osiedla z terenami otaczającymi, wydaje się korzystne. Wywołuje ono mikroruchy powietrza, które przyczyniają się do zmniejszenia zanieczyszczeń w przyziemnej warstwie powietrza.

Place zabaw dla dzieci na terenie osiedla mieszkaniowego powinny być projektowane w kilku wariantach i o różnej nawierzchni, osłonięte przed wiatrem, nasłonecznione lub zacienione i w otwartym terenie - dobrze przewietrzane, po to aby stworzyć możliwość wyboru określonego placu zabaw o najlepszych warunkach odczuwalnych w zależności od pogody.

Uzyskane wyniki badań dotyczą pory letniej o określonym typie pogody. W innych porach dnia i przy innych sytuacjach pogodowych zróżnicowanie warunków mikroklimatycznych na terenie osiedli mieszkaniowych Sady Żoliborskie i Szwoleżerów może być nieco odmienne.

Niezależnie od wymienionych szeroko zakrojonych prac, związanych z eksperymentem „Białoleka Dworska” Zakład Klimatologii prowadził liczne badania na terenie Warszawy, realizowane głównie w ramach studenckich ćwiczeń terenowych. Badania te obejmowały różne osiedla warszawskie, różniące się przede wszystkim typem zabudowy i udziałem zieleni, takie jak: Sady Żoliborskie, Osiedle Szwoleżerów, Stawki, Chomiczówka, Służew nad Dolinką, osiedle willowe na Mokotowie (Wyględów) oraz wybrane fragmenty Śródmieścia (rozd. 8 i 9). Przeprowadzono też badania profilowe przez miasto: północ-południe, wschód-zachód. Wyniki tych badań były głównie opracowane w ramach prac magisterskich zamieszczonych w niniejszej publikacji. Obiekty badawcze (profile i punkty pomiarowe przedstawiono na rys. 1 (rozd. 2). W prezento-

wanym opracowaniu zamieszczono też najważniejsze wyniki badań mikroklimatycznych w Warszawie na przykładzie wybranych ulic i placów (rozdz. 10).

Do ważniejszych zagadnień, które udało się scharakteryzować w pracach magisterskich na podstawie zróżnicowania klimatu lokalnego w Warszawie można zaliczyć:

Wpływ oświetlenia (ekspozycji dosłonecznej i cienia) na zróżnicowanie warunków cieplnych w osiedlach

Zagadnienie to najlepiej przedstawiono w pracy magisterskiej **A. Andrzejewskiej-Mamczarek (1988)** Przestrzenne zróżnicowanie temperatury efektywnej pozwoliło wydzielić w osiedlach miejsca o bardziej lub mniej korzystnych warunkach odczuwalnych. W osiedlu Stawki najlepsze warunki odczuwalne w pełni lata występowały w ciągu całego dnia po zewnętrznej stronie bloków o ekspozycji północnej oraz między blokami. Natomiast obszary szczególnie niekorzystne dla organizmu człowieka położone były głównie w południowo-wschodniej części osiedla, z tym że zmieniały się one nieco w zależności od pory dnia. W serii porannej były to tereny o ekspozycji wschodniej, południowo-wschodniej i południowej, w godzinach południowych – tereny o ekspozycji południowo-wschodniej i południowej, południowo-zachodniej) oraz obszar pozaosiedlowy, zaś w serii wieczornej – o ekspozycji południowo-zachodniej Dokładna analiza rozkładu temperatury efektywnej w zależności od oświetlenia, została przeprowadzona na tym osiedlu w oparciu o trzy kolejne słoneczne, pogodne dni.

Deformacja pola wiatru pod wpływem zabudowy

Charakterystyczne cechy pola wiatru w osiedlu o zabudowie wysokiej, luźnej i częściowo zamkniętej wykazano w pracy magisterskiej **G. Grabowskiego (1988)**. Do najważniejszych stwierdzeń należą:

Sterowanie wiatru przez ściany długich budynków, niezależnie od kierunku napływu głównego strumienia powietrza. W jednym z punktów pomiarowych, położonym w bezpośredniej bliskości budynku o długości ok. 170 m, wiatry równoległe do jego ściany czołowej stanowiły aż 77% obserwacji, natomiast wiatry prostopadłe do niej tylko 3%.

Jednokierunkowy przepływ powietrza w „korytarzach” pomiędzy równoległe stojącymi budynkami. Wiatry zgodne z ich osią podłużną stanowią powyżej 40-50% ogółu obserwacji, zaś prostopadłe do tej osi nie są wcale notowane.

Duże wahania kierunków wiatru po zawietrznej stronie budynku, zwłaszcza od strony wnętrza osiedla. Przeważają wtedy powrotne prądy powietrza (50-70), z kierunków przeciwnych w stosunku do napływającego wiatru (turbulencja).

Wzrost prędkości wiatru (względem otoczenia) w pobliżu narożników wysokich budynków. W punkcie narożnym, położonym na północnym skraju osiedla, występują największe prędkości wiatru, niezależnie od kierunku napływu głównego strumienia powietrza. Wynoszą one średnio 3,3 m/s przy prędkości 2,3 m/s w punkcie zewnętrznym.

Przyspieszenie strumienia powietrza w „korytarzach” między budynkami przy wiatrach o kierunkach zgodnych z ich osią podłużną (o 25-50%).

Spadek prędkości wiatru we wnętrzu osiedla. Największy spadek występuje w swoistych niszach, szczelnie osłoniętych z dwu stron przez ściany budynku – do 1,2 m/s (gdy w danych warunkach ściany te bezpośrednio osłaniają od wiatru, jego prędkość spada nawet do 0,6 m/s).

Małe prędkości wiatru (średnio 1,2-1,5 m/s) występują także w bezpośredniej bliskości ścian najdłuższych budynków, zwłaszcza od ich strony zawietrznej (0,4-0,9 m/s).

Uzyskane wyniki są reprezentatywne dla miesięcy letnich, kiedy występują najmniejsze w ciągu roku prędkości wiatrów

Tempo nagrzewania i wychładzania osiedli o zabudowie wysokiej, blokowej (Służew, Stawki) oraz niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (Olimpijska)

Deformację pól zmiennych meteorologicznych można badać nie tylko w skali całego miasta i wybranych jego dzielnic, lecz także w osiedlach mieszkaniowych, co ma istotne znaczenie np. przy planowaniu zieleni miejskiej (Stopa-Boryczka, Kopacz-Lembowicz, Boryczka 1986). Próbę rozwiązania tego problemu pokazano na przykładzie 3 osiedli mieszkaniowych Warszawy: o zabudowie wysokiej blokowej, luźnej (Stawki, Służew nad Dolinką) i niskiej willowej z dużym udziałem zieleni (w rejonie ulic Olimpijskiej i Raławickiej). Podstawą opracowania są prace magisterskie dotyczące poszczególnych osiedli (**Leoniuk 1986, Żolnierowicz-Kasprzyk 1987, Grabowski, Waclawska 1988 i inni**).

W celu określenia cech termicznych mikroklimatu osiedli mieszkaniowych skorelowano dane z punktów pomiarowych zlokalizowanych w osiedlach i na ich peryferiach. Zależność miejskiej wyspy ciepła (różnice temperatury powietrza między osiedlem i otoczeniem ΔT) od temperatury powietrza otoczenia T charakteryzują współczynniki korelacji r :

Pora	Stawki	Służew	Olimpijska
Rano	-0,75	-0,70	-0,62
Południe	-0,15	-0,45	-0,52
Wieczór	-0,95	-0,99	-0,81

Powietrze w osiedlach o zabudowie wysokiej, blokowej, takich jak Służew nad Dolinką czy Stawki, nagrzewa się z „intensywnością” o $0,2^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$ mniejszą niż otoczenie, co oznacza, że przy wzroście temperatury otoczenia o 1°C osiedle ogrzewa się tylko $0,8^{\circ}\text{C}$ i wtedy staje się chłodniejsze w stosunku do otoczenia.

Poranny proces nagrzewania powietrza w osiedlu o zabudowie niskiej, willowej, z dużym udziałem zieleni w rejonie ulicy Raławickiej i Olimpijskiej przebiega inaczej. Współczynniki regresji przyjmują wartości bliskie zeru.

Wpływ różnego typu zabudowy jeszcze silniej zaznacza się w procesie wieczornego wychładzania. Powietrze w kompleksie wysokich budynków osiedli Służew i Stawki wychładza się z „intensywnością” mniejszą o $0,4-0,3^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$, a zatem spadkowi temperatury poza osiedlem o 1°C odpowiada spadek o $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$ w osiedlu, które w wyniku tego staje się cieplejsze od otoczenia. W niskiej zabudowie osiedla przy ulicy Olimpijskiej wychładzanie przebiega bardziej intensywnie i spadkowi temperatury na zewnątrz osiedla o 1°C odpowiada $0,9^{\circ}\text{C}$ w osiedlu. Proces wychładzania w osiedlach Stawki i Służew nad Dolinką przebiega ze średnią intensywnością równą $0,4^{\circ}\text{C}/\text{h}$, podczas gdy w osiedlu Olimpijska $0,1^{\circ}\text{C}/\text{h}$. Z rysunku można odczytać termin pojawiania się „osiedlowej wyspy ciepła”, tj. momentu pojawiania się dodatnich różnic temperatury powietrza. Na osiedlach Służew nad Dolinką i Stawki „wyspa ciepła” pojawia się później niż w luźno zabudowanym osiedlu domków jednorodzinnych z zielenią, lecz cechuje się mniejszą różnicą ΔT .

Warunki odczucia termicznego (warunki biometeorologiczne) w osiedlach o różnej powierzchni zieleni (Sady Żoliborskie, Stawki, Służew)

Próbie rozwiązania tego problemu przedstawiono w pracy magisterskiej **G. Dudzickiej (1991 r.)**. Z przeprowadzonych badań w trzech warszawskich osiedlach wynika, że zieleń osiedlowa w okresie lata nie zawsze modyfikuje klimat i bioklimat lokalny w kierunku korzystnym dla człowieka. Warunki klimatyczne kształtują się pod wpływem wielu czynników, których efekty często nie dają się oddzielić. W tej pracy w takim związku były zabudowa i roślinność. Z oszacowań oddziaływań obu tych czynników wynika, że rola zieleni w osiedlach, nawet tam gdzie przeważa ona w strukturze zagospodarowania terenu, jest mniejsza niż wpływ na klimat lokalny zabudowy i powierzchni sztucznych. Ponadto wpływ zieleni podlega nieustannym zmianom wywołanym choćby przez rozwój już istniejącej szaty roślinnej. W założeniach celem pracy było określenie sytuacji mikro- i bioklimatycznej tych osiedli tj. zbadanie wpływu tylko jednego czynnika klimatycznego w obrębie zabudowy – jakim jest roślinność.

Przemieszczanie się wyspy ciepła pod wpływem wiatru

Zjawisko to najlepiej przedstawiają prace magisterskie, dotyczące zróżnicowania klimatu lokalnego na profilach: wschód-zachód (D. Przybyłkowska 1994) i północ-południe (R. Romańska 1994). W pracy **D. Przybyłkowskiej** stwierdzono związek między kierunkiem wiatru a natężeniem i zróżnicowaniem przestrzennym miejskiej wyspy ciepła. Udało się potwierdzić występowanie zjawiska przesuwania wyspy ciepła w zależności od kierunku wiatru. Przy wietrze południowo-wschodnim stwierdzono występowanie wyspy ciepła w śródmieściu i zachodnich punktach profilu, natomiast przy wietrze południowo-zachodnim wyspa ciepła poza Śródmieściem zaznaczyła się we wschodnich punktach profilu, a więc tam gdzie napływało powietrze o cechach najbardziej zmienionych przez miasto.

Najbardziej interesującym fragmentem pracy **R. Romańskiej** jest analiza wpływu kierunku wiatru na różne elementy meteorologiczne. Mimo tak krótkiego okresu obserwacyjnego udało się potwierdzić występowanie zjawiska przesuwania się wyspy ciepła i jej zmian przestrzennych w zależności od kierunku napływu powietrza. Największe różnice w rozkładzie elementów meteorologicznych wystąpiły przy północnym i północno-zachodnim napływie powietrza. W centralnych obszarach Warszawy bardzo wyraźnie zaznaczało się wówczas podwyższenie temperatury, obniżenie wilgotności powietrza i osłabienie prędkości wiatru. Przy wietrze z południo-zachodu na całym terenie badań zaznaczyło się obniżenie temperatury i podwyższenie wilgotności w stosunku do stacji peryferyjnej Warszawa-Okęcie.

Wyraźnie zostało również uchwycone zjawisko przesuwania się wyspy ciepła. Podczas ruchu powietrza z południo-wschodu „obszar” o podwyższonej temperatury na terenie miasta zaznaczył się około 3 godzin wcześniej niż przy wietrze z północo-zachodu. Obejmował on tereny śródmieścia i północno-zachodniej Warszawy – rejon zawietrzny – i tu najszybciej następował jego rozwój. Przy północno-zachodnim wietrze wyspa ciepła przesunięta była ku południowo-wschodnim rejonom Warszawy, gdzie wykazywała także największe natężenie i tempo zmian.

Wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła w Warszawie

Z dotychczasowe badań wynika, że każdy typ zabudowy wywiera swoisty wpływ na klimat lokalny i warunki odczuwalne. Wniosek ten potwierdzają wyniki badań w pracy magisterskiej **K. Guli (1907)**. Osiedla o zwartej zabudowie odznaczały się najbardziej niekorzystnymi warunkami dla dobrego samopoczucia człowieka, w cieplej porze roku, zaś najlepszymi w chłodnych porach roku. W lipcu prawie przez całą dobę utrzymywało się odczucie przegrzania. Szczególnie uciążliwa sytuacja powstała w osiedlach o zamkniętej zabudowie, ponieważ najdłużej utrzymywał się w nich stan gorąca. Podczas słonecznej pogody w osiedlu śródmiejskim panowała bardzo wysoka temperatura efektywna, przy wysokiej wilgotności względnej, co przyczyniło się do powstania odczucia parności. Przy pochmurnej pogodzie w osiedlu tym było najchłodniej.

Osiedla o gęstej zabudowie charakteryzowały się najmniejszym tempem wzrostu temperatury efektywnej, z powodu zacienienia i powolnego nagrzewania ścian budynków. Obserwowano w nich ponadto najbardziej powolny spadek wartości wskaźnika bioklimatycznego. W lipcu wyraźne obniżenie tej wartości zanotowano dopiero około godziny 24.00. W osiedlach o znacznym udziale roślinności mieszanej wychładzanie przebiegało szybciej, niż w miejscach jej pozbawionej.

W zwartych, zamkniętych osiedlach najwyraźniej zaznaczył się efekt konserwujący, ponieważ były one najcieplejsze przez całą noc. Obserwowano w nich najmniejszą zmienność temperatury efektywnej w ciągu doby (6°TE). Osiedla zamknięte również w chłodnych porach roku były najcieplejsze i rzadziej dochodziło w nich do przechłodzenia organizmu ludzkiego, niż w osiedlach otwartych. Notowano w nich bardzo małe prędkości wiatru. Potwierdza to tezę zawartą m.in. w pracy J. Fortini (1985), że w zamkniętych osiedlach dochodzi do stagnacji powietrza.

W osiedlach o zabudowie częściowo zamkniętej, dzięki powolniejszemu nagrzewaniu i większym prędkościom wiatru niż w osiedlach zamkniętych, rzadziej występowało odczucie gorąca. W osiedlach tych najwyraźniej zaznaczyło się pionowe zróżnicowanie warunków odczuwalnych. Przy powierzchni ziemi dłużej, niż na wysokości 1,5 m, utrzymywało się przegrzanie, a krócej – komfort termiczny. Słabo przewietrzany przez całą dobę, a szczególnie w nocy.

Osiedla o zabudowie luźnej posiadają cechy przejściowe, między gęstą zabudową miejską, a terenami pozamiejskimi. Występowały w nich duże wahania dobowe temperatury efektywnej, a dzięki temu zmienność odczuć podobna jak w miejscowościach podwarszawskich. Mieszkańcy tych osiedli dłużej, niż w innych częściach miasta, przebywali w warunkach komfortu, a rzadziej odczuwali przegrzanie (o około 20%). W godzinach rannych występowały tam warunki przechłodzenia.

Osiedla o luźnej zabudowie, oprócz punktów najlepiej przewietrzanych, odznaczały się dużym przyrostem temperatury efektywnej. W godzinach przedpołudniowych zapanowały w nich warunki przegrzania, które utrzymywały się o około 5 godzin krócej niż w osiedlach zwartych. Dzięki wcześniejszemu i bardziej intensywnemu spadkowi temperatury efektywnej w obrębie zabudowy luźnej, odczucie gorąca utrzymywało się przez krótszy czas.

Mieszkańcy osiedli o luźnej zabudowie najdłużej odczuwali komfort termiczny. Te korzystne warunki zapanowały w późnych godzinach wieczornych i utrzymywały się o około 4 godziny dłużej niż w osiedlach o zabudowie zwartej.

Warunki odczuwalne w tego typu osiedlach były w znacznym stopniu kształtowane przez wiatr. Przyczynił się on do zmniejszenia dyskomfortu spowodowanego przegrza-

niem, przyspieszył i zwiększył tempo wychładzania osiedli oraz zatarł pionowe zróżnicowanie temperatury efektywnej. Chłodzące działanie ruchu powietrza najbardziej zaznaczało się w osiedlach otwartych i miejscach położonych przy szerokich ulicach. Przeprowadzone badania potwierdziły informacje zawarte w pracach K. Kłysika (1984) i J. Lewińskiej (1991), z których wynika, że wysoka zabudowa punktowa zwiększa prędkości wiatru, a kierunek ulic zgodny z kierunkiem wiatru sprzyja powstawaniu „efektu tunelowego” i „opływu”. Zwiększone przewietrzanie tych osiedli w cieplej porze roku wpłynęło pozytywnie na odczucia termiczne ludzi, zaś w chłodnych porach roku miało znaczenie negatywne, ponieważ warunki chłodu i zimna utrzymywały się długo i były bardziej dotkliwe dla człowieka. Punkty położone na obrzeżach osiedli w największym stopniu przypominały punkty podmiejskie. W takich miejscach panowały najlepsze warunki odczucia termicznego ludzi dorosłych i dzieci, gdyż komfort termiczny utrzymywał się latem nawet przez 28% doby, stosunkowo krótko obserwowano warunki przegrzania, a prawie w ogóle nie wystąpiło przechłodzenie. Warunki odczucia ciepła były tu w mniejszym stopniu kształtowane przez wiatr, a w większym przez temperaturę powietrza. Powyższe badania, ukazujące wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła, mogą służyć jako wskazania do planowania urbanistycznego.

Pionowa stratyfikacja atmosfery w Śródmieściu i na peryferiach

Problem pionowej turbulencyjnej wymiany ciepła, pary wodnej i zanieczyszczeń powietrza przedstawiono na przykładzie 3 prac magisterskich: U. Kossowskiej (1961), W. Huculaka (1971) i B. Klementys (1971).

Za najważniejsze wyniki pracy magisterskiej **U. Kossowskiej**, otrzymane na podstawie pomiarów temperatury i wilgotności powietrza wykonanych w roku 1960 na piętrach 15 i 33 Pałacu Kultury i Nauki, tj. na wysokościach około 60 i 130 m nad poziomem ulic, można uznać następujące stwierdzenia. W godzinach rannych stratyfikacja temperatury powietrza jest znacznie zróżnicowana w zależności od typu pogody, a zwłaszcza od zachmurzenia. Przy małym zachmurzeniu, średnio w całej warstwie do 130 m, utrzymywała się słaba inwersja, ze wzrostem temperatury o $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Przy ciszy do wysokości 60 m była izotermia, powyżej zaś inwersja o gradientie $0,9^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Przy dużym zachmurzeniu występował spadek temperatury z wysokością, przy czym przeciętnie był on większy w warstwie 60-130 m, a przy ciszy 1-60 m. Średnio w całym okresie o godzinie 7 rano do wysokości 60 m panowała izotermia, a powyżej niewielki spadek temperatury ($-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). W godzinach południowych (godz. 13) bez względu na wielkość zachmurzenia i ruch powietrza występował zawsze spadek temperatury z wysokością (stratyfikacja insolacyjna). Wielkość zachmurzenia nie miała istotnego wpływu na wartość gradientu pionowego: Średnio w warstwie do 60 m wynosił on $-0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, od 60 do 130 m był to gradient $-1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ a przy małym zachmurzeniu $-1,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Przy ciszy były znacznie większe gradienty – od $-1,7$ do $-1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ w dolnej warstwie i zmniejszały się na większej wysokości; największy gradient ($-1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) występował przy małym zachmurzeniu. Wieczorem, po zachodzie Słońca (godz. 21) bez względu na wielkość zachmurzenia i prędkość wiatru stratyfikacja temperatury ulegała znacznemu rozwarstwieniu: do 60 m powstawała inwersja (szczególnie silna przy małym zachmurzeniu – wzrost temperatury średnio o $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, a przy ciszy nawet o $1,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), a powyżej utrzymywała się jeszcze stratyfikacja dzienna, to znaczy spadek temperatury z wysokością.

Celem pracy magisterskiej **W. Huculaka** jest określenie intensywności pionowej turbulencyjnej wymiany powietrza tj. wyznaczenie klimatycznego wskaźnika turbulencji

$$K_i = 6,86 \cdot 10^{-6} \frac{(z_2 - z_1)^2}{\log \left(\frac{a_1}{a_2} \right)^2}$$

– w warstwie 1,5-21,5 m, w zależności od prędkości i kierunku wiatru, ciśnienia atmosferycznego oraz zachmurzenia. Problemy rozwiązano na podstawie wyników pomiarów dobowych amplitud temperatury powietrza a_1, a_2 , w okresie: marzec 1969 – maj 1970 na wysokościach $z_1 = 1,5$ m, $z_2 = 21,5$ m, na wieży strażackiej Warszawa-Jelonki. Ponadto scharakteryzowano rozkłady pyłu w otoczeniu źródeł naziemnych. Z badań tych wynika, że w okresie zimowym przy największych średnich dobowym prędkościach wiatru ($> 6,0$ m/s) występowały największe wartości wskaźnika turbulencyjności ($6102 \text{ cm}^2/\text{s}$). Im mniejsze są prędkości wiatru – w przedziale 0-2 m/s, tym mniejsze są średnie wartości $K_i = 1\,290 \text{ cm}^2/\text{s}$. W okresie wiosennym, ze wzrostem średniej prędkości wiatru następuje także szybki wzrost średnich wartości wskaźnika K_i – od $3\,908 \text{ cm}^2/\text{s}$ w przedziale prędkości 0-2,5 m/s do $14\,900 \text{ cm}^2/\text{s}$ powyżej $\geq 5,6$ m/s. Ogólnie, zależność wskaźnika pionowej turbulencyjnej wymiany K_i od średniej dobowej prędkości wiatru v opisują równania prostych regresji:

zima	log $K_i = 0,084v + 3,236$	$r = 0,15$
wiosna	log $K_i = 0,109v + 3,487$	$r = 0,15$

o niezbyt dużych współczynnikach korelacji $r = 0,15$ i $r = 0,15$. W zimie, szczególnie dużymi wartościami wskaźnika K_i wyróżniają się kierunki: SE (25 200) i S (9 058 cm^2/s). Wiosną największe średnie wartości K_i są związane również z kierunkiem wiatru SE (40 300 cm^2/s).

Celem zaś pracy magisterskiej **B. Klementys** jest określenie intensywności turbulencyjnego ruchu powietrza i rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń powietrza, emitowanych ze źródeł naziemnych o różnej wydajności w miesiącach letnich i jesiennych 1970 r., w zależności od warunków atmosferycznych.. Podstawą opracowania były codzienne pomiary temperatur ekstremalnych (t_{\max}, t_{\min}), na dwóch poziomach: $z_1 = 1,5$ m i $z_2 = 21,5$ m w okresie miesięcy letnich i jesiennych 1970r. na wieży strażackiej Warszawa-Jelonki. Z przeprowadzonych badań wynika, że intensywność wymiany turbulencyjnej powietrza wzrasta w miesiącach jesiennych (listopad). W porze letniej maksimum wartości klimatycznego wskaźnika turbulencyjnego przypada na miesiąc czerwiec, co wiąże się z największą w tej porze roku średnią prędkością wiatru i najniższą średnią temperaturą miesięczną. Natomiast współczynnik K_i osiąga minimum w sierpniu, przy najmniejszej prędkości wiatru. Wzrostowi średnich wartości: prędkości wiatru, zachmurzenia, wilgotności względnej, oraz spadkowi średniej temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego towarzyszy wzrost wartości klimatycznego wskaźnika wymiany turbulencyjnej. Istnieje współzależność wskaźnika K_i z kierunkiem wiatru. Wzrost intensywności wymiany turbulencyjnej powietrza obserwuje się przeważnie przy kierunkach zachodnich i południowych (latem przy kierunku zachodnim, jesienią przy południowo-wschodnim), spadek przy wschodnich i północnych.

Oprócz tych badań klimatu miejskiego Warszawy, podejmowano również syntezę statystyczne związków między poszczególnymi elementami meteorologicznymi. Autorzy zbadali m.in. zależność miejskiej wyspy ciepła od stanu atmosfery, wyznaczając równania hiperpłaszczyzn regresji względem temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru. Istotne znaczenie mają też określone wartości progowe temperatury powietrza, prędkości wiatru i wielkości zachmurzenia przy których deformacja pola temperatury powietrza jest największa.

Zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie w zależności od lokalizacji osiedli (Skróty prac magisterskich)

W rozdziale tym zamieszczono dodatkowo ważniejsze wyniki badań prowadzonych na terenie Warszawy, zamieszczone w pracach magisterskich, opublikowane w *Atlasie współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXII. *Wpływ zabudowy i zieleni osiedlowej na zróżnicowanie klimatu lokalnego w Warszawie* (rozdz. IX) (Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J.), 2008, Wyd. UW, ss. 332

5.1. Zróżnicowanie klimatu lokalnego Warszawy w miesiącach letnich (1994)

Autor: Renata ROMAŃSKA

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Badania patrolowe w lipcu 1991 r. prowadzone były w punktach na przekroju północ-południe w Warszawie (rys. 1). Obejmowały one: trzy punkty na osiedlu Służew nad Dolinką, trzy w śródmieściu Warszawy i trzy punkty na osiedlu Chomiczówka. Ze względu na cel pracy niezbędna wydaje się krótka charakterystyka otoczenia stanowisk pomiarowych:

Punkty północne (Chomiczówka):

I – położony był na granicy zabudowy niskiej i działek; odległość od najbliższego budynku wynosiła 20 m. Powierzchnię czynną stanowiła tu trawa. Do godziny 20. słońce oświetlało punkt pomiarowy, po tej godzinie zachodziło za drzewa,

II – znajdował się niedaleko ulicy Słonecznikowej. Od strony północnej, zachodniej i południowo-zachodniej osłonięty był przez zabudowę wysoką, od strony północno-zachodniej – przez zabudowę niską. Powierzchnię czynną stanowiła tu trawa. Słońce oświetlało punkt do godziny 16.

III – położony na rozległym obszarze trawiastym, otoczony blokami mieszkalnymi od strony północnej, wschodniej i zachodniej. Punkt pomiarowy był zacieniony od godziny 19.

Punkty śródmiejskie (Plac Piłsudskiego, ul. Świętokrzyska):

IV – znajdował się na Placu Piłsudskiego, powierzchnię czynną stanowił tu beton. Najbliższe zabudowania oddalone były o około 60 m i były to budynki trzy- lub czteropiętrowe. Punkt był oświetlony przez cały dzień.

V – znajdował się na obszarze trawiastym, na Placu Piłsudskiego. Rozległy plac otoczony był z trzech stron (północnej, wschodniej i południowej) budynkami trzykondygnacyjnymi, a od zachodu Parkiem Saskim. Słońce oświetlało punkt pomiarowy od godziny 7 do 20, później przeświecało przez drzewa.

VI – znajdował się przy ulicy Świętokrzyskiej, po jej północnej stronie, w odległości około 3 m od ruchliwej ulicy. Powierzchnię czynną stanowił tu beton. Teren otoczony zabudową zwartą, średniowysoką. Słońce oświetlało stanowisko pomiarowe w godzinach 7-8 oraz 16-17. Między godzinami 8 a 16 przeświecało ono przez drzewa, a od godziny 17 punkt był zacieniony.

Punkty południowe (Służew nad Dolinką):

VII – znajdował się niedaleko ulicy Mozarta, wewnątrz osiedla. Powierzchnię czynną stanowiła tu trawa. Od zachodu, północy i południo-wschodu teren ograniczony był zabudową wysoką (jedenastopiętrowa). Na północo-zachodzie znajdował się niewielki skwer. Od strony południowo-zachodniej występowała zabudowa mieszana (cztero- i jedenastopiętrowa). Najbliższy blok oddalony był od punktu o około 10 m. Punkt pomiarowy był zacieniony od godziny 15.

VIII – znajdował się na niewielkim wzniesieniu w głębi osiedla. Z trzech stron otoczony był blokami o różnej wysokości. Domy otaczające punkt od zachodu oddalone były o około 200 m, pozostałe znajdowały się w odległości od 50 m do 100 m. Od południa punkt nie był osłonięty. Powierzchnię czynną stanowiła tu trawa. Od godziny 18. stanowisko było zacienione.

IX – znajdował się niedaleko ulicy Noskowskiego. Od strony północnej i zachodniej otoczony był blokami mieszkalnymi cztero- i jedenastopiętrowymi. Po stronie południowej i wschodniej rozciągały się łąki i ogródki działkowe. Powierzchnię czynną stanowiła tu trawa. Od godziny 19.30 punkt był zacieniony.

Przy doborze punktów kierowano się przede wszystkim: różnorodnością zabudowy, rodzajem powierzchni czynnej, a także położeniem względem całego osiedla.

Wyniki badań

Specyficzne cechy klimatu miejskiego są częstym tematem badań prowadzonych na terenach różnych miast. Dość dobrze poznany jest wpływ warunków miejskich: podłoża, zabudowy na rozkład różnych elementów meteorologicznych. Analiza danych przeprowadzona w tej pracy, mimo fragmentaryczności czasowej (lipiec 1991 r.) i przestrzennej (punkty profilu północ-południe w Warszawie) potwierdziła wiele wniosków, pochodzących z kompleksowych obserwacji, obejmujących większe obszary miast europejskich i dłuższy przedział czasowy.

Modyfikacje kierunku i prędkości wiatru wynikały ze zwiększonej w warunkach miejskich szorstkości podłoża, układu ulic, wysokości budynków, kształtu i rozmiaru terenów otwartych, wysokości zieleni (rys. 2, tab. 1). Na całym obszarze objętym badaniami przeważały wiatry z sektora zachodniego (wykazane to już zostało w pracach Koszowskiej (1973) i Stopy-Boryczka (1992)). W mieście zanotowano więcej wiatrów południowych o 12,5%, północnych – o 8,1% i wschodnich o 8,2%. Największymi modyfikacjami struktury kierunków wiatru charakteryzowały się punkty umieszczone wśród zabudowy: mieszanej z dużym udziałem zieleni (południowe rejony miasta), luźnej i wysokiej osiedla Chomiczówka (północne rejony miasta).

Miasto jako bryła ogólnie zmniejszało prędkość wiatru o 63% (2,7 m/s) w ciągu dnia i około 54% w godzinach wieczornych. Znaczące odchylenia notowano w dniach z największymi prędkościami wiatru. Różnice te malały w godzinach wieczornych, kiedy zaznaczała się wyraźna lokalna cyrkulacja, związana ze zróżnicowanym wychładzaniem powierzchni w terenie zabudowanym.

Pojawianie się w obszarze miasta wyspy ciepła wpływało również na zmniejszenie deformacji pola prędkości wiatru, ponieważ w tym czasie wzmożeniu ulegały ruchy pionowe i turbulencyjne, co prowadziło do zwiększonego ruchu powietrza.

Najszybciej ogrzewały i ochładzały się obszary peryferyjne, a w centralnej części miasta rejony nad powierzchniami trawiastymi i tu najwcześniej pojawiała się i zanikała wyspa ciepła. Odwrotna sytuacja występowała nad podłożem betonowym, charaktery-

zującym się słabym przewodnictwem, ale dużą pojemnością cieplną. Ze względu na to, że na terenie miasta występują różne powierzchnie czynne, wyspa ciepła nie stanowi zwartej wyspy, lecz w warstwie przyziemnej rozpada się na mniejsze ośrodki, o różnym zasięgu, natężeniu i tempie rozwoju. Największą intensywnością wyspy ciepła charakteryzowały się obszary o zabudowie: wysokiej z dużym udziałem ścian budynków i powierzchni betonowej ($2,4^{\circ}\text{C}$) i zwartej średniowysokiej ($2,8^{\circ}\text{C}$), najmniejszym zaś o zabudowie luźnej, mieszanej z dużym udziałem zieleni. W godzinach wieczornych wartości tych różnic były największe (średnio około $2,3^{\circ}\text{C}$). Wzrastały one wraz ze zmniejszeniem się zachmurzenia, natomiast prawie zanikały przy zachmurzeniu 8 ($0,3^{\circ}\text{C}$)

Warunki pogodowe i termiczne miasta wywierały znaczny wpływ na zmiany pola niedosytu wilgotności. Najsilniej odchylenia tego elementu zaznaczały się w godzinach wieczornych (średnia 5,1 hPa). Znaczne różnice wykazywały obszary otwarte lub położone wśród zabudowy luźnej i wysokiej, czyli na terenach dobrze przewietrzanych, gdzie zwiększony przepływ powietrza powodował wynoszenie pary wodnej.

Najbardziej interesującym fragmentem pracy jest analiza wpływu kierunku wiatru na różne elementy meteorologiczne (rys. 3). Mimo tak krótkiego okresu obserwacyjnego udało się potwierdzić występowanie zjawiska przesuwania się wyspy ciepła i jej rozwoju przestrzennego w zależności od kierunku napływu powietrza, niestety na podstawie omawianych danych nie można było ukazać podobnej zależności w rozkładzie niedosytu wilgotności powietrza.

Największe różnice w rozkładzie elementów meteorologicznych wystąpiły przy północnym i północno-zachodnim napływie powietrza (rys. 4-7, tab. 2-3). W centralnych obszarach Warszawy bardzo wyraźnie zaznaczało się wówczas podwyższenie temperatury, obniżenie wilgotności powietrza i osłabienie prędkości wiatru. Przy wietrze z południo-zachodu na całym terenie badań zaznaczyło się obniżenie temperatury i podwyższenie wilgotności w stosunku do stacji peryferyjnej Warszawa-Okęcie.

Wyraźnie zostało również uchwycone zjawisko przesuwania się wyspy ciepła. Podczas ruchu powietrza z południo-wschodu „obszar” podwyższonej temperatury na terenie miasta zaznaczył się około 3 godzin wcześniej niż przy wietrze z północo-zachodu. Obejmował on tereny śródmieścia i północno-zachodniej Warszawy – rejon zawietrzny – i tu najszybciej następował jego rozwój. Przy północno-zachodnim wietrze wyspa ciepła przesunięta była ku południowo-wschodnim rejonom Warszawy, gdzie wykazywała także największe natężenie i tempo zmian.

Na podstawie badań i przeprowadzonej analizy wyników można określić pewne prawidłowości klimatu lokalnego dla omawianych fragmentów Warszawy.

W południowych rejonach miasta (Służew nad Dolinką) wśród zabudowy mieszanej z dużym udziałem zieleni rozkład kierunków wiatru był najbardziej zbliżony do pozamiejskiego. Najczęściej notowano napływ powietrza z północo-zachodu (o 10% częściej niż na Okęciu), tutaj też zaznaczyło się największe wyhamowanie prędkości wiatru. Wśród luźnej zabudowy tego osiedla pole prędkości wiatru było modyfikowane w mniejszym stopniu.

Na podstawie przebiegu różnic średniej temperatury dziennej można było stwierdzić, że w tym rejonie Warszawy, na całej przestrzeni osiedla występowała właściwie jedna wyspa ciepła o natężeniu około $2,1^{\circ}\text{C}$.



Rys. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych w Warszawie w lipcu 1991 r. – Punkty północne (Chomiczówka), 2 – Punkty śródmiejskie (Plac Piłsudskiego, ul. Świętokrzyska), 3 – Punkty południowe (Służew nad Dolinką)

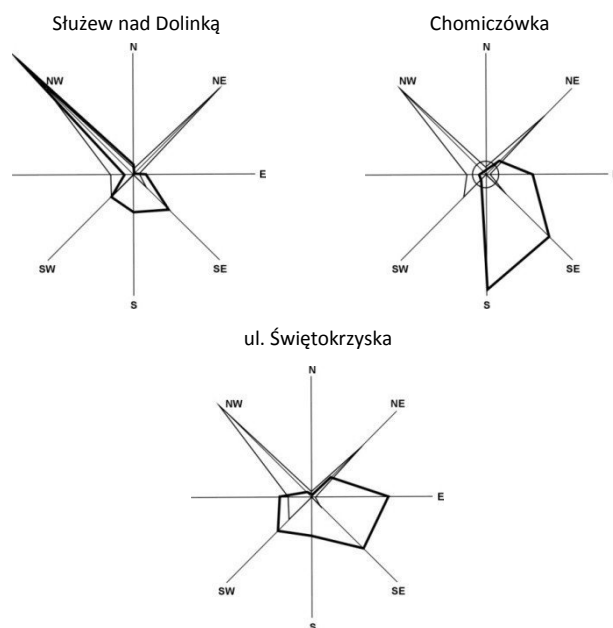
Najbardziej zmieniającym przebieg elementów meteorologicznych obszarem był rejon śródmieścia, w którym przewaga betonowych i asfaltowych powierzchni, a także zmienna wysokość i zwartość zabudowy oraz układ ulic wywoływały silny wpływ na przebieg i rozkład wszystkich elementów meteorologicznych. Kierunki wiatru były zgodne z przebiegiem ulic, praktycznie nie występowały okresy bezwietrzne, jedynie na terenie otwartym – Placu Piłsudskiego. Znaczne wyhamowanie prędkości wiatru notowane było przy północnym napływie powietrza, gdyż wówczas układ zabudowy stanowił barierę dla ruchu powietrza. Przy kierunkach wiatru zgodnych z przebiegiem ulic ruch powietrza ulegał przyspieszeniu (efekt tunelowy). Podobne wyniki badań otrzymali Waker (1991) i Kijowski (1990).

Ze względu na to, że sztuczne powierzchnie czynne wolniej się nagzewają i dłużej oddają ciepło, „obszar” podwyższonej temperatury pojawiał się na tym terenie najpóźniej (nawet około 21.00), z tym że intensywniejsze nagrzanie podłoża powodowało, iż natężenie jego było większe niż w innych fragmentach miasta (4,4°C). Obszary śród-

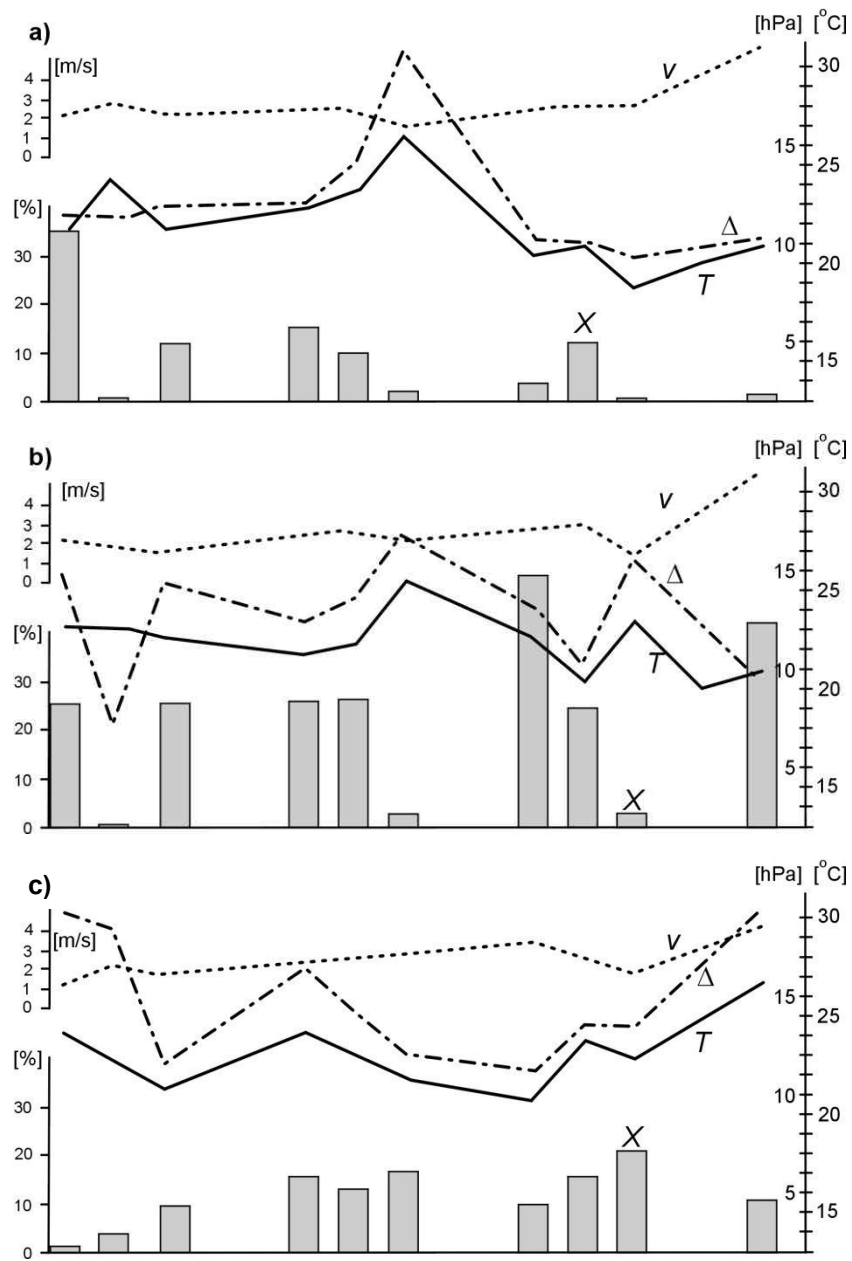
miejskie z podłożem trawiastym pozostawały chłodniejsze w stosunku do położonych nad powierzchniami sztucznymi, ale były cieplejsze od terenów peryferyjnych.

Układ zabudowy północnych rejonów Warszawy (Chomiczówka) znacznie zmienił strukturę kierunku wiatru. Często notowano tu wiatry południowe (w niektórych rejonach osiedla nawet około 40%), które w ogóle nie wystąpiły na Okęciu. Tu też najczęściej stwierdzono okresów bezwietrznych – wśród zabudowy wysokiej, częściowo zamkniętej z dużym udziałem drzew. Osiedle to charakteryzowało się najniższym podwyższeniem temperatury w stosunku do Okęcia, co mogło być spowodowane przeważającymi nad Warszawą północno-zachodnimi wiatrami.

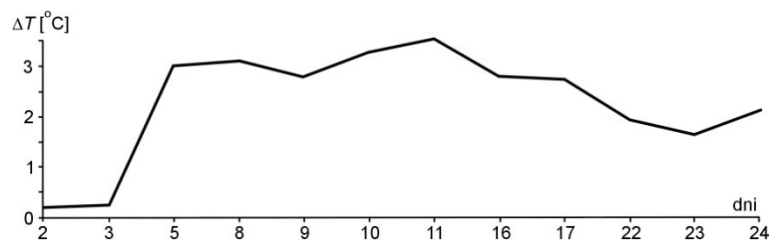
Niniejsza praca jest kontynuacją badań klimatu Warszawy i mogłaby ona posłużyć do oceny warunków biometeorologicznych, omówionych fragmentów miasta, co byłoby cennym jej uzupełnieniem.



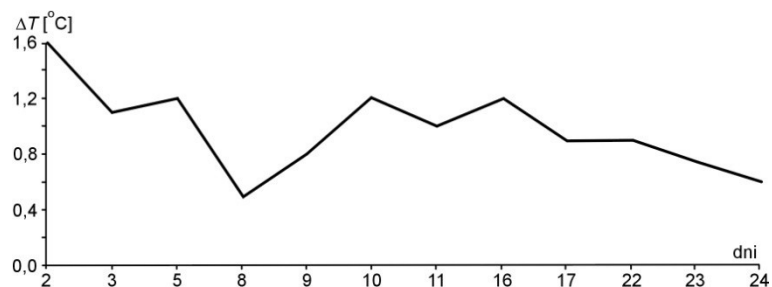
Rys. 2. Częstość występowania poszczególnych kierunków wiatru w osiedlach: Służew nad Dolinką (VII), Chomiczówka (II), ul. Świętokrzyska (VI) na tle Okęcia



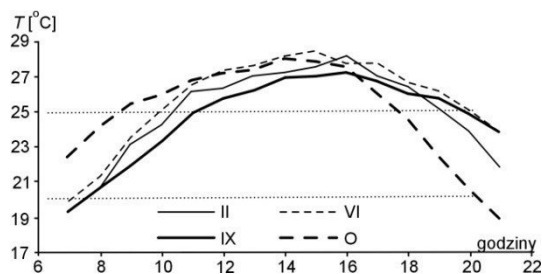
Rys. 3. Rozkład średniej prędkości wiatru (v), średniej temperatury powietrza (T) i średniego niedosytu wilgotności (Δ) oraz częstości określonych kierunków wiatru (X) na przekroju N-S przy wiatrach z kierunku: a) południowego, b) północno-zachodniego, c) południowo-zachodniego



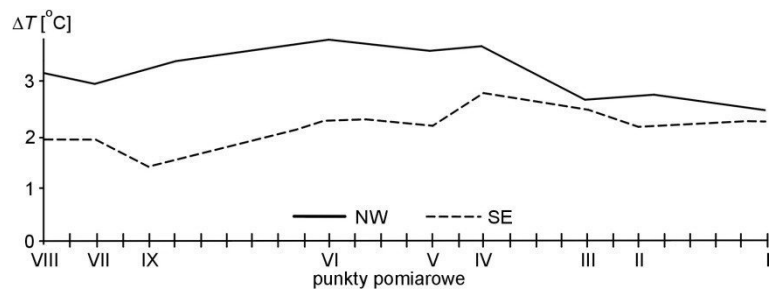
Rys. 4. Przebieg różnic średniej temperatury z godzin 16.00-21.00 z wszystkich punktów w stosunku do Okęcia, w wybranych dniach lipca 1991 r.



Rys. 5. Przebieg różnic średniej temperatury dnia z wszystkich punktów w stosunku do Okęcia, w wybranych dniach lipca 1991 r.



Rys. 6. Przebieg średniej temperatury dziennej z dni, w których wystąpiła temperatura co najmniej 25°C w punktach: Chomiczówka (II), ul. Świętokrzyska (VI), Służew nad Dolinką (IX), Okęcia (O), w lipcu 1991 r.



Rys. 7. Średnie różnice temperatury dnia w punktach profilu N-S w Warszawie w stosunku do Okęcia, w lipcu 1991 r.

Tabela 1. Częstość występowania poszczególnych kierunków wiatru w punktach miejskich i na stacji peryferyjnej – Okęcie, w lipcu 1991 r.

Kierunek wiatru	Największa częstość występowania		Średnia częstość występowania w %	
	Punkty	%	Punkty miejskie	Okęcie
N	I	35,90	9,90	1,80
NE	III	30,00	10,70	28,80
E	VI	25,30	9,40	1,20
SE	II	28,20	14,10	5,50
S	II	39,40	12,50	0,00
SW	IX	19,80	11,20	9,80
W	IV	18,10	9,60	8,90
NW	VII	52,20	20,40	42,30
C	I	7,80	2,20	1,80

Tabela 2. Natężenie wyspy ciepła w zależności od kierunku wiatru na profilu N-S w Warszawie w stosunku do Okęcia, w lipcu 1991 r.

Godziny	Punkty									
	I		II		III		IV		V	
	NW	SE	NW	SE	NW	SE	NW	SE	NW	SE
16	0,40	0,10	1,00	-0,50	0,20	-0,30	1,60	0,30	0,90	0,10
17	3,10	1,60	2,70	0,60	1,50	2,00	3,40	0,90	3,20	0,20
18	3,10	2,60	3,00	1,90	3,30	2,70	3,90	1,90	4,00	1,80
19	2,20	3,30	2,40	3,80	2,70	4,40	3,70	5,40	3,00	4,00
20	3,50	3,20	3,40	3,30	4,20	3,30	4,30	4,30	5,80	3,60
21	2,60	3,10	4,00	3,70	4,20	2,90	5,00	3,90	4,90	3,60
Średnia	2,50	2,30	2,80	2,10	2,70	2,50	3,60	2,80	3,60	2,20
Różnica	0,20		0,70		0,20		0,80		1,40	

Godziny	Punkty							
	VI		VII		VIII		IX	
	NW	SE	NW	SE	NW	SE	NW	SE
16	1,70	-0,60	-0,10	-0,40	2,50	0,40	1,00	0,20
17	3,60	0,50	2,00	-0,40	2,40	0,00	2,60	0,10
18	3,30	2,00	2,80	1,90	3,10	1,80	2,90	1,30
19	4,00	3,90	3,20	3,40	2,80	3,60	2,40	2,70
20	5,10	3,70	5,00	3,30	4,90	2,70	5,10	1,70
21	5,00	4,40	5,10	3,40	3,20	2,80	5,50	2,30
Średnia	3,80	2,30	3,00	1,90	3,20	1,90	3,20	1,40
Różnica	1,50		1,10		1,30		1,80	

Tabela 3. Średnia prędkość wiatru (v), średnia temperatura powietrza (T) i średni niedosyt wilgotności (Δ) przy poszczególnych kierunkach wiatru i ciszy, w różnych punktach rozmieszczonych na terenie Warszawy, w lipcu 1991 r.

Punkty	Jednostki	C	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
I	v [m/s]	–	1,70	1,40	1,20	0,90	0,90	0,60	1,20	2,00
	T [C]	25,50	21,20	22,20	23,60	22,80	25,90	25,10	23,60	23,10
	Δ [hPa]	15,60	11,60	13,60	15,80	15,50	19,40	19,30	16,40	14,80
II	v [m/s]	–	2,20	1,30	0,90	1,40	1,40	1,50	1,80	1,80
	T [C]	26,70	24,50	18,30	21,50	23,40	23,20	22,70	25,80	23,20
	Δ [hPa]	19,90	11,40	7,40	12,60	15,40	14,80	18,60	21,50	7,20
III	v [m/s]	–	1,70	1,70	1,20	1,20	1,10	1,20	1,10	1,60
	T [C]	–	21,90	24,50	25,60	22,50	23,70	21,20	19,30	22,60
	Δ [hPa]	–	12,00	16,10	18,30	14,10	15,80	11,50	8,60	14,40
IV	v [m/s]	–	2,00	1,60	0,80	1,70	0,70	1,70	2,40	2,20
	T [C]	–	22,90	24,40	26,10	24,50	24,40	24,10	22,00	21,70
	Δ [hPa]	–	12,10	14,60	19,00	17,10	16,50	16,40	13,40	12,40
V	v [m/s]	–	1,80	1,50	1,30	1,50	1,00	2,00	2,50	2,30
	T [C]	29,90	23,70	24,00	24,40	22,00	23,20	22,80	21,50	22,30
	Δ [hPa]	28,70	14,00	14,50	15,60	12,70	16,40	14,20	12,10	13,60
VI	v [m/s]	–	1,00	2,20	2,00	1,90	2,30	2,10	2,60	1,90
	T [C]	–	27,00	22,00	23,90	22,50	22,00	21,70	24,60	25,40
	Δ [hPa]	–	19,80	12,30	14,80	11,40	12,40	12,10	16,30	16,70
VII	v [m/s]	–	1,90	2,50	1,00	2,10	2,00	2,60	2,20	2,30
	T [C]	24,10	20,40	23,80	20,20	23,80	23,60	20,60	24,60	22,70
	Δ [hPa]	11,00	10,20	14,20	9,90	15,60	16,10	11,10	15,40	13,10
VIII	v [m/s]	–	2,00	1,10	1,10	1,10	1,30	1,80	1,60	2,80
	T [C]	27,40	20,90	20,70	22,60	21,80	24,10	23,50	23,40	20,30
	Δ [hPa]	18,90	10,30	11,70	10,30	11,10	14,30	13,50	13,80	10,10
IX	v [m/s]	–	2,00	1,00	1,00	1,00	1,30	1,20	1,40	1,30
	T [C]	25,50	18,80	22,70	22,80	23,60	23,00	22,80	20,80	23,40
	Δ [hPa]	14,60	9,40	12,90	13,90	15,90	14,60	13,30	10,90	15,50
Okęcie	v [m/s]	–	5,00	5,00	3,00	2,40	–	3,50	4,90	5,20
	T [C]	15,10	20,90	21,70	17,80	21,80	–	26,70	21,70	20,50
	Δ [hPa]	3,00	10,30	9,90	6,20	10,20	–	19,20	10,80	9,30

5.2. Zróźnicowanie klimatu lokalnego Warszawy na profilu wschód-zachód

Autor: Dorota PRZYBYŁKOWSKA
Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Wprowadzenie

Badania prowadzone były na 9 stanowiskach pomiarowych w Warszawie, rozmieszczonych na profilu zachód-wschód, w ten sposób, że pierwsze stanowisko znajdowało się na zachodnim krańcu miasta (Jelonki), ostatnie zaś na wschodnim (Marysin Wawerski). Rozmieszczając stanowiska pomiarowe kierowano się różnorodnością zabudowy, otoczenia, rodzajem powierzchni czynnej, odległością od centrum miasta, obecnością terenów zielonych, tak aby reprezentowane były różne rejony miasta. Punkty oznaczone liczbą nieparzystą umieszczono na podłożu naturalnym, natomiast oznaczone liczbą parzystą – na podłożu sztucznym (asfalt bądź chodnik). Trzy punkty umieszczono w parkach miejskich. Sześć punktów pomiarowych znajdowało się na lewym brzegu Wisły, pozostałe na prawym. Odległości między punktami były nierównomierne.

Opis pogody w czasie badań

Badania, których wyniki posłużyły za materiał źródłowy niniejszej pracy prowadzone były na przełomie czerwca i lipca 1992 (30.06 – 22.07) w Warszawie (rys. 1-3, tab. 1-3).

Sytuacja synoptyczna w tym okresie została przeanalizowana na podstawie biuletynów synoptycznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. W dniu 30.06.1992 r. wystąpił typ cyrkulacji (O_A), (typy cyrkulacji podano za Stępniewską-Podraźką 1990) z ośrodkiem wyżowym rozbudowanym nad Polską, który w dniach 1-4.07.1992 przesunął się na południe Europy (O_O). Fala ciepła obejmująca obszar Polski pod koniec czerwca utrzymywała się jeszcze w pierwszych dniach lipca. Było na ogół pogodnie, jedynie na zachodzie obserwowano większe zachmurzenie. W dniach 5-7.07.1992 występował typ cyrkulacji północno-wschodniej (NE_O) – napłynęło nieco chłodniejsze powietrze zwłaszcza nad północne rejony kraju. Notowano niewielkie przelotne opady oraz burze, którym niekiedy towarzyszyły intensywne deszcze. Wiatr słaby, okresami zmienny, sprzyjał tworzeniu się lokalnych mgieł. W dniach 8-9.07.1992 wystąpił typ cyrkulacji zerowej antycyklonalnej (O_A), nad Polską zalegał wówczas układ wyżowy, była pogoda słoneczna. W całym kraju nie notowano w ogóle opadów. W dniach 10-12.07.1992 Polska znalazła się pod wpływem zatoki niskiego ciśnienia z ośrodkiem nad Wyspami Brytyjskimi (typ cyrkulacji południowej cyklonalnej S_C). Nastąpił wzrost zachmurzenia do dużego, jedynie na wschodzie i w centrum było na ogół pogodnie. Występowały przelotne opady miejscami o charakterze burzowym. Wiatr był na ogół umiarkowany, w czasie burz porywisty, głównie południowy.

W dniach 13-15.07.1992 Polska znalazła się pod wpływem wyżu znad Europy Zachodniej (typ cyrkulacji zachodniej W_O) – który w dniach 16-26.07.1992 przemieszczał się stopniowo na wschód – typ cyrkulacji południowo-zachodniej antycyklonalnej (SW_a). Pogoda na ogół była słoneczna i bardzo ciepła.

Wnioski

Celem niniejszej pracy było wykazanie deformacji pola temperatury, wilgotności, prędkości i kierunku wiatru w Warszawie na profilu wschód-zachód w zależności od zabudowy, rodzaju powierzchni czynnej i warunków pogodowych. Analiza danych została przeprowadzona na podstawie wyników badań prowadzonych w Warszawie na przełomie czerwca i lipca 1992 roku. Pomimo fragmentaryczności czasowej i przestrzennej (9 punktów profilu zachód-wschód) możliwe było potwierdzenie wiele wniosków dotyczących klimatu miasta, znanych z kompleksowych obserwacji, obejmujących obszary miast europejskich i duży przedział czasowy.

Analiza danych pozwoliła na wyciągnięcie następujących wniosków :

- Miasto jako obszar o zwiększonej szorstkości podłoża, specyficznym układzie ulic, terenów zielonych, placów, zróżnicowanej wysokości zabudowy determinowało kierunek wiatru w odniesieniu do obszarów pozamiejskich. Na całym obszarze objętym badaniami przeważały wiatry z sektora zachodniego (45%), podobnie jak na stacji pozamiejskiej Okęcie (44,3%). W mieście zanotowano jednak większy udział wiatru północnego (o 4,7%), i wschodniego (o 8,3%). Największymi modyfikacjami kierunku wiatru charakteryzowały się punkty uliczne (punkt 6 – ulica Świętokrzyska), bądź osiedlowe (punkt osiedlowy – 8) zlokalizowane pośród wysokiej zwartej zabudowy. Największe podobieństwo w rozkładzie kierunku wiatru notowano w punktach nieosłoniętych, zlokalizowanych na stosunkowo otwartej przestrzeni (punkty peryferyjne, parkowy punkt 7).

- Miasto jako obszar zwartej zabudowy ogólnie zmniejszało prędkość wiatru o 2,1 m/s czyli 63,3% w stosunku do stacji pozamiejskiej. Największa prędkość wiatru i jednocześnie najmniejsze różnice w stosunku do Okęcia występowały w punktach peryferyjnych pozbawionych w swym otoczeniu przeszkód do swobodnego ruchu powietrza. W mieście stwierdzono również o 0,2% mniejszy udział cisz. Największy udział cisz stwierdzono bądź w punktach osiedlowych bądź parkowych, gdzie zabudowa lub wysokie drzewa wpływały na wyhamowanie prędkości wiatru.

- Na deformację pola prędkości wiatru znacznie wpływało pojawienie się miejskiej wyspy ciepła, ponieważ wzmoczeniu ulegały wówczas ruchy pionowe i turbulencyjne co prowadziło do zwiększonego ruchu powietrza. Najszybciej ogrzewały się i ochładzały tereny peryferyjne z dużym udziałem zieleni w otoczeniu. Pojawiała się tu najszybciej wyspa ciepła, wykazywała szybkie tempo zmian natężenia, ale też najszybciej zanikała. W Śródmieściu natomiast, gdzie powierzchnię czynną stanowi beton i asfalt wyspa ciepła zaznaczała się 2 godziny później, ale też dłużej się utrzymywała.

- Największą intensywność wyspa ciepła osiągnęła w obszarze śródmiejskim (punkt 6 – 4,8°C) o zwartej wysokiej zabudowie, z dużym udziałem ścian budynków i powierzchni betonowej. Zwiększoną intensywnością wyspy ciepła charakteryzowały się dni pogodne, w dniach pochmurnych intensywność zmian temperatury w stosunku do Okęcia była znacznie niższa.

- Analiza danych pozwoliła stwierdzić związek między kierunkiem wiatru a natężeniem i zróżnicowaniem przestrzennym miejskiej wyspy ciepła. Udało się potwierdzić występowanie zjawiska przesuwania wyspy ciepła w zależności od kierunku wiatru. Przy wietrze południowo-wschodnim stwierdzono występowanie wyspy ciepła w śródmieściu i zachodnich punktach profilu, natomiast przy wietrze południowo-zachodnim wyspa ciepła poza Śródmieściem zaznaczyła się we wschodnich punktach profilu, a więc tam gdzie napływało powietrze o cechach najbardziej zmienionych przez miasto.

- Warunki pogodowe i termiczne miasta wywierały znaczny wpływ na zmiany po-

la niedosytu wilgotności. Najsilniej odchylenia tego elementu zaznaczały się w godzinach wieczornych. Największe różnice w stosunku do Okęcia notowano w punktach, w których otoczenie pozbawione było zarówno wysokiej zabudowy jak i drzew, gdzie wiatr wynosił cząsteczki pary wodnej zmniejszające wilgotność powietrza.

- Na podstawie badań i przeprowadzonej analizy wyników można określić pewne prawidłowości klimatu lokalnego dla omawianych fragmentów Warszawy.

- We wschodnim, praskim rejonie Warszawy wśród zabudowy mieszanej z dużym udziałem zieleni rozkład kierunków wiatru był najbardziej zbliżony do pozamiejskiego, zwłaszcza w parkowym punkcie 7 (Park Skaryszewski).

- Obszar ten odznaczał się generalnie małym niedosytem wilgotności powietrza zarówno w stosunku do Okęcia, jak w porównaniu z lewobrzeżną częścią Warszawy. Związane to było przede wszystkim z dużym udziałem terenów zielonych na tym obszarze.

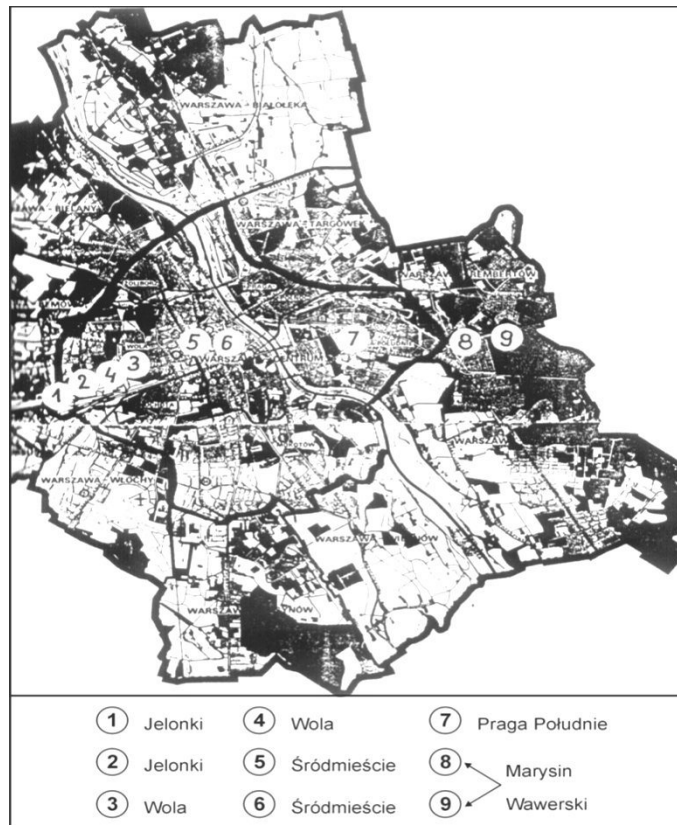
- Na podstawie przebiegu różnic średnie temperatury dziennej stwierdzono występowanie w tym rejonie Warszawy miejskiej wyspy ciepła o zwiększonym natężeniu przy napływie powietrza z południo-zachodu, kiedy docierało tu powietrze o cechach najbardziej zmodyfikowanych przez miasto.

- Obszarem najsilniej zmieniającym przebieg elementów meteorologicznych w stosunku do stacji pozamiejskiej był rejon Śródmieście. Przewaga betonowych i asfaltowych powierzchni, zmienna wysokość i zwartość zabudowy oraz układ ulicy wywierały silny wpływ na przebieg wszystkich elementów meteorologicznych. Stwierdzono tu silną deformację kierunku wiatru Zwiększonym udziałem w rozkładzie kierunków wiatru odznaczały się wiatry zgodne z przebiegiem ulic, ponadto ruch powietrza ulegał wówczas przyspieszeniu. Znaczne wyhamowanie prędkości wiatru notowano przy północnym napływie powietrza, gdyż wówczas układ zabudowy stanowił barierę dla ruchu powietrza. W obszarze tym występowała wyspa ciepła o natężeniu większym niż w innych fragmentach miasta (4,4°C), przede wszystkim ze względu na duży udział sztucznej powierzchni na tym terenie.

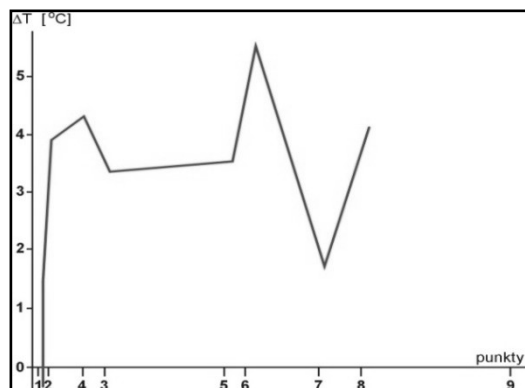
- W zachodniej części Warszawy, w punktach peryferyjnych stwierdzono duże podobieństwo w rozkładach kierunków wiatru do stacji pozamiejskiej Okęcie. Związane to było przede wszystkim z brakiem wysokiej zwartej zabudowy w otoczeniu tych punktów, mogącej determinować kierunek wiatru. Na obszarze tym zanotowano ponadto największe różnice niedosytu wilgotności w stosunku do Okęcia, gdyż nie hamowany przeszkodami swobodny ruch powietrza wynosił cząsteczki pary wodnej, zwiększając suchość powietrza.

- Wyspa ciepła zaznaczała się tu silnie przy napływie powietrza z południowego-wschodu, gdy docierało powietrze o cechach zmodyfikowanych przez miasto.

Niniejsza praca jest kontynuacją badań klimatu Warszawy i mogłaby posłużyć do oceny warunków biometeorologicznych omówionych fragmentów miasta, co stanowiłoby jej cenne uzupełnienie.



Rys. 1. Rozmieszczenie punktów pomiarowych w Warszawie na profilu W-E w dniach 30.06.-22.07.1992 r.



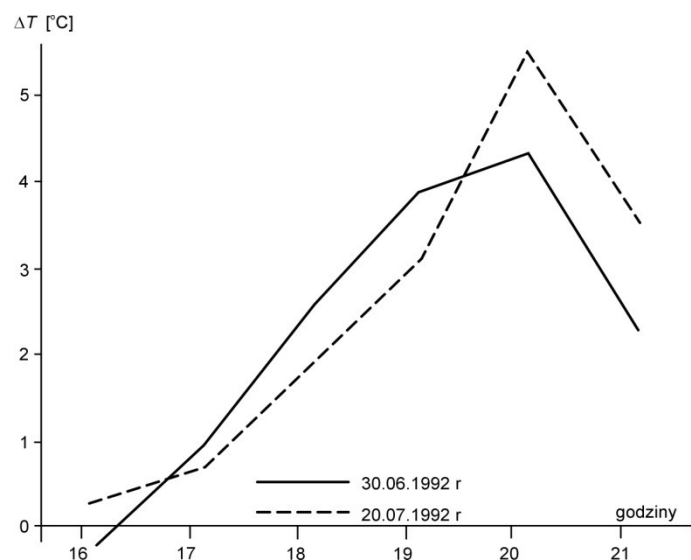
Rys. 2. Różnice średniej temperatury powietrza między poszczególnymi punktami profil a Okęcie o godz. 21. w dniach 30.06.-22.07.1992 r.

Tabela 1. Różnice średniej temperatury powietrza (°C) w godz.16-21 między punktami profilu WE a Okęciem w Warszawie w dniach 30.06.-22.07.1992 r.

Godz.	Punkty								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
16	1,7	-3,0	-2,6	-2,6	-2,6	-2,4	-3,0	-2,1	-3,2
17	-1,9	-2,4	1,3	1,2	-2,1	1,4	0,9	1,7	0,3
18	3,1	2,8	2,8	2,6	2,4	2,6	2,4	3,0	
19	3,9	3,9	3,9	4,1	3,6	4,2	3,1	4,3	
20	3,4	4,4	4,3	4,7	3,9	5,0	3,1	4,6	
21	1,2	3,9	3,3	4,3	3,5	5,5	1,8	4,1	

Tabela 2. Tempo zmian natężenia wyspy ciepła (°C/h) na profilu W-E w Warszawie, w stosunku do Okęcia, w zależności od kierunku wiatru w dniach 30 czerwca – 22 lipca 1992 r.

Godziny	1		2		3		4		5	
	SW	SE	SW	SE	SW	SE	SW	SE	SW	SE
16-17	-0,8	1,2	1,1	2,3	-0,6	4,5	0,5	0,5	0,8	1,2
17-18	1,2	1,7	2,0	1,3	0,9	0,0	1,1	1,9	1,9	2,0
18-19	1,3	0,8	1,1	1,2	1,5	1,7	1,4	0,4	1,4	0,4
19-20	1,6	0,3	2,4	1,0	2,7	0,7	1,7	0,8	1,7	0,8
20-21	-0,8	-5,1	-1,0	-1,1	-2,7	-2,6	1,3	-1,5	1,3	-1,5
Średnie	0,2	0,1	0,9	0,8	0,3	0,7	0,8	0,6	1,1	0,5
Różnice	0,2		0,1		0,4		0,2		0,6	
Godziny	6		7		8		9			
	SW	SE	SW	SE	SW	SE	SW	SE		
16-17	-0,3	0,1	0,9	0,1	0,8	0,5	0,2	0,7		
17-18	1,4	2,3	0,1	2,1	1,0	1,3	0,8	2,1		
18-19	2,5	1,5	0,1	0,7	0,7	1,7	0,6	1,0		
19-20	3,3	1,1	1,5	-0,3	2,9	0,9	1,6	-2,0		
20-21	0,1	0,4	-2,0	-3,5	0,9	-0,6	-2,3	-1,3		
Średnie	1,1	0,9	0,1	0,1	0,7	0,6	0,1	0,5		
Różnice	0,2		0,0		0,1		0,4			



Rys. 3. Przebieg średniej różnicy temperatury powietrza między Okęciem a punktami profilu W-E w wybranych dniach czerwca i lipca (30.06. – SE, 22.07. – SW) w zależności od kierunku wiatru

Tabela 3. Natężenie wyspy ciepła [°C] w zależności od kierunku wiatru na profilu W-E w Warszawie w stosunku do Okęcia, w wybranych dniach lipca 1992 r.

Godziny	1		2		3		4		5	
[°C]	SW	SE	SW	SE	SW	SE	SW	SE	SW	SE
16	1,5	0,1	-0,8	-0,8	0,7	-1,9	0,3	-0,4	-0,4	-0,5
17	0,7	1,2	0,3	1,5	0,1	2,6	0,8	0,1	1,2	0,7
18	1,9	2,9	2,3	2,8	2,0	2,6	1,9	2,0	2,1	2,7
19	3,2	3,7	3,4	4,0	3,5	4,3	3,3	4,4	3,5	3,1
20	4,8	4,0	5,8	5,0	6,2	5,0	6,7	5,9	5,2	3,9
21	0,1	-1,1	4,8	3,9	3,5	2,4	5,0	3,3	3,9	2,4
Średnia	2,0	1,7	2,6	2,7	2,6	2,5	3,0	2,5	2,6	2,1
Różnica	0,3		0,1		0,1		0,5		0,5	
Godziny	6		7		8		9			
[°C]	SW	SE	SW	SE	SW	SE	SW	SE		
16	0,3	0,6	0,0	0,4	0,9	1,0	0,3	-0,2		
17	0,0	0,7	0,9	0,5	1,7	1,5	0,5	0,5		
18	1,4	3,0	2,0	2,6	2,7	2,8	1,3	2,6		
19	3,9	4,5	2,1	3,3	3,4	4,5	1,9	3,6		
20	7,2	5,6	3,6	3,0	6,3	5,4	3,5	1,6		
21	7,3	5,2	1,6	0,5	5,4	4,8	1,2	0,3		
Średnia	3,3	3,3	1,7	1,5	3,4	3,3	1,4	1,4		
Różnica	0,3		0,1		0,1		0,5			

5.3. Dobowy przebieg warunków odczuwalnych w Warszawie

Autor: Katarzyna GULA

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Materiały wykorzystane w pracy pochodziły z całodobowych pomiarów wykonywanych w ramach praktyk studenckich. W lipcu 1994 roku pomiary wykonywano w 14 punktach położonych w różnych częściach Warszawy i 2 zlokalizowanych w miejscowościach podwarszawskich (rys. 1). Prawie wszystkie stanowiska pomiarowe znajdowały się na podłożu trawiastym. Wyjątek stanowić punkt położony w Falentach, gdzie podłożem stanowiło pole porośnięte ziemniakami. Punkty z pierwszej doby lipcowej (6/7 VII) oznaczono symbolami: A, a z drugiej (15/16 VII) i trzeciej (18/19 VII) – B.

Uzupełniające dane pochodziły z pomiarów wykonanych z 8 na 9 czerwca 1990 roku na 4 punktach oznaczonych symbolem C, 20/21 marca 1992 roku na 6 stanowiskach (E) i 27/28 października 1990 roku w 6 punktach (D).

W celu scharakteryzowania punktów pomiarowych podzielono je na grupy, cechujące się podobnym sposobem zabudowy. Zastosowano klasyfikację typów zabudowy J. Fortini (1985) i wyróżniono:

I. Punkty położone w osiedlach o zabudowie nisko- i średniokondygnacyjnej o układzie zabudowy zwartym i zamkniętym. Stanowiska pomiarowe zlokalizowane zostały wewnątrz osiedli na niewielkich placach porośniętych trawą i kilkoma drzewami, które przez znaczną część dnia rzucały cień na miejsce pomiaru. Do grupy tej należały punkty położone w centrum miasta, przy ulicach: Wołoskiej (7B) i Filtrowej (3E), oraz posterunek meteorologiczny Uniwersytetu Warszawskiego (9A, 2B). Cechą wyróżniającą punkt przy ulicy Wołoskiej był większy udział roślinności mieszanej.

II. Punkty położone w osiedlach o zwartej zabudowie wysokiej i średniowysokiej tworzącej częściowo zamknięty układ zabudowy. W otoczeniu punktów przeważały powierzchnie sztuczne. Do tej grupy można zaliczyć punkty położone przy ulicach:

- Niepodległości (4E) – wśród wysokiej zabudowy, blisko kępy drzew krzewów utrudniających przewietrzanie;
- Powińskiej (2D) – w części południowej miasta;
- Przewodników Pracy w Ursusie (6D);
- Limanowskiego (1C) – położonej w południowej części Warszawy;
- Sobieskiego (2C) – wśród mieszanej zabudowy w południowej części miasta;
- Zamiejskiej (4B) – zlokalizowanej w północno-wschodniej części miasta, gdzie stanowisko znajdowało się obok boiska szkolnego, blisko zwartej zabudowy budynków wysokich;
- Suwalskiej (8A) – położonej w północno-wschodniej części miasta, wokół punktu wyraźnie dominowały sztuczne twory, w tym wysokie i średnie budynki;
- Kossutha (7A) – na północno-zachodnim osiedlu peryferyjnym, punkt położony na małym zielonym skwerze pomiędzy dwoma parkingami. Od północy i południa zwarta, wysoka zabudowa;
- Wspólnej Drogi (5B) – we wschodniej części miasta, wśród zabudowy mieszanej, z dużym udziałem drzew;
- Szczęśliwickiej (5A) – w centralnej części miasta, wśród zabudowy mieszanej, z dużym udziałem drzew;
- Kludyny (3B) – w północnej części Warszawy, położony blisko szkoły i kilkupię-

trowego budynku, który rzuca cień na miejsce pomiaru w godzinach rannych.

III. Punkty zlokalizowane w osiedlach o zabudowie wysokiej i mieszanej, tworzącej luźny i otwarty układ zabudowy. Należały do nich punkty pomiarowe przy ulicach:

- Iberyjska (6B) – zlokalizowanej w południowej części miasta, położony w znacznej odległości od budynków wysokich, niedaleko kępy drzew i boiska;
- Keniga (8B) – w Ursusie, na zielonym skwerze pomiędzy dwoma ulicami, poza którymi mieszana zabudowa;
- Ostrobramska (6A) – w praskiej części miasta, zlokalizowany obok kościoła rzucającego cień w godzinach popołudniowych, z dala od kompleksu budynków;
- Złotej Wilgi (4A) – wśród zabudowy wieżowcowej, w osiedlu peryferyjnym we wschodniej części miasta;
- Góralska I „podwórko” (4D) – położony w zachodniej części miasta, na dużym placu obok drzew, w pewnej odległości od wysokiej zabudowy;

IV. Grupę tę stanowią punkty pomiarowe zlokalizowane na obrzeżach osiedli i wysokiej i średniowysokiej, luźnej zabudowie. Kształtowanie warunków klimatycznych w tych miejscach związane jest z wpływem jaki wywierają sąsiadujące naturalne powierzchnie lub z intensywnym przewietrzaniem wzdłuż ulic. Należą tutaj:

- punkt przy ulicy Szolc-Rogozińskiego (3A) zlokalizowany w osiedlu peryferyjnym, południowej Warszawy;
- punkt przy ulicy Międzynarodowej (2A) położonej we wschodniej części miasta, punkt zacieniony po południu przez 10 piętrowy budynek, położony niedaleko kanałka i ogródków działkowych;
- punkty: Żwirki i Wigury (1E), Kasprzaka (2E), Góralska (5D), Sobieskiego (3D) – położone przy szerokich ulicach;
- Punkt przy ulicy Korfantego (3C) znajdujący się niedaleko lotniska.

V. Punkty położone w miejscowościach podwarszawskich, najczęściej zlokalizowane wśród niskiej, luźnej zabudowy w otoczeniu zieleni. Wyjątkiem był punkt w Otwocku (4C) położony w częściowo zamkniętym osiedlu. Punkt w Radości (IB) był zlokalizowany w ogrodzie na terenach piaszczystych. W Falentach (1A) stanowisko pomiarowe znajdowało się z dala od budynków na polu z kartofliskiem. Punkty w Brwinowie (5E), Milanówku (6E) Otwocku (ID) położone były w ogrodach, pomiędzy roślinnością mieszaną utrudniającą przepływ powietrza.

Opis warunków pogodowych w okresie badań

Badania, których wyniki posłużyły za materiał źródłowy niniejszej pracy były prowadzone w lipcu 1994 roku, czerwcu i październiku 1990 roku oraz w marcu 1992 roku. Pomiarów wykonano w kilku punktach miejskich i podmiejskich. Charakterystyka warunków pogodowych została przedstawiona na podstawie obserwacji na punktach reprezentujących tereny podmiejskie, ponieważ klimat tych obszarów jest w najmniejszym stopniu deformowany przez miasto, oraz w oparciu o *Codzienne biuletyny meteorologiczne*.

W ciągu doby z 6 na 7 lipca panowała bardzo ładna, słoneczna pogoda, występowało niewielkie zachmurzenie. W ciągu dnia nastąpił wzrost temperatury powietrza do 27°C, a w nocy spadek do 9,5°C. Przeważał słaby wiatr z sektora zachodniego, wiejący ze średnią prędkością 1 m/s. Pogoda panująca wówczas w Warszawie związana była z typem cyrkulacji O₀ (wg Lityńskiego).

W czasie obserwacji z 15/16 lipca panowała pogoda wyżowa. Maksimum temperatury wynosiło ponad 30°C, a minimum około 13°C. Było słonecznie, z małym zachmurzeniem. Notowano niewielkie prędkości wiatru, średnio od 0,2 do 0,5 m/s, z kierunku południowo-wschodniego. Wystąpił typ cyrkulacji wschodniej antycyklonalnej (E_A).

W ciągu doby 18/19 lipca nastąpiło ochłodzenie. W godzinach rannych obserwowano przelotny opad deszczu. Do godziny 14.00 zachmurzenie było duże. W późniejszych godzinach zachmurzenie zmniejszyło się, aż do wystąpienia wypogodzenia w godzinach rannych 19 lipca. Temperatura maksymalna wyniosła około 27°C, a minimalna – 13°C. Wiał wiatr z kierunku południowo-wschodniego o średniej prędkości 0,4-0,9 m/s. Wystąpił wówczas typ cyrkulacji północno-wschodniej antycyklonalnej (NE_A).

Podczas doby marcowej (20/21 III) występowało zachmurzenie duże i wiatr o znacznej prędkości (średnio 1,9 m/s) z kierunku południowego. Maksymalna temperatura powietrza wynosiła 8°C, a minimalna powyżej 1°C.

W czerwcu (8/9 VI) obserwowano umiarkowane zachmurzenie. W ciągu dnia temperatura powietrza wzrosła do 25°C, a w nocy spadła do 15°C. Wiał umiarkowany i silny wiatr z sektora południowego.

W ciągu doby 26/27 października panowała słoneczna pogoda i wiał umiarkowany wiatr. Temperatura maksymalna wynosiła 11,3°C, a minimalna 1,5°C.

Uzyskane wyniki badań potwierdziły odrębność bioklimatyczną miasta i zróżnicowanie warunków odczucia ciepła w jego obrębie (rys. 2-4, tab. 1-3). Wykazały ponadto, że każdy typ zabudowy wywiera swoisty wpływ na klimat lokalny i warunki odczuwalne.

Mieszkańcy Warszawy, podobnie jak i innych miast, przebywają w warunkach o obniżonej bódźowości termicznej (*Bioklimat uzdrowisk polskich* 1978). W lecie podczas słonecznej pogody dobowe wahania temperatury efektywnej w mieście były mniejsze o kilka stopni od obszarów pozamiejskich. Wśród gęstej zabudowy osiedlowej wystąpiły jedno-, dwustopniowe zmiany odczuć cieplnych, gdy tymczasem w miejscowościach podwarszawskich obserwowano zmienność o 3-4 stopnie odczuć, np. od warunków „gorąco” w godzinach popołudniowych do odczucia „chłodno” w nocy.

W cieplej porze roku w mieście panowały znacznie bardziej niekorzystne warunki niż na punktach podmiejskich, ponieważ dłużej utrzymywało się odczucie przegrzania (o 12-36%). W miejscowościach podwarszawskich, które były silniej wychłodzone w nocy, pojawiało się ono o około 2 godziny później niż w mieście.

W godzinach okołopołudniowych warunki termiczne w obszarach zabudowanych i otwartych były podobne. Wyróżniał się jedynie punkt podmiejski, położony na piaszczystym podłożu i osłonięty od wiatru, ponieważ obserwowano na nim przez cały dzień najwyższe wartości wskaźnika bioklimatycznego.

Spadek temperatury efektywnej rozpoczął się wcześniej i przebiegał szybciej w miejscowościach podwarszawskich. Doprowadził on do znacznego wychłodzenia tych miejscowości. Dzięki temu obszary miejskie stanowiły w nocy „wyspę ciepła”, gdyż notowano w nich wyższą wartość wskaźnika bioklimatycznego (maksymalnie o 7,2°TE). Zjawisko „miejskiej wyspy ciepła” było tematem wielu opracowań, m.in. pracy zbiorowej M. Stopy-Boryczki (1984), według której w Warszawie jest o około 7°C cieplej niż poza jej granicami.

Latem mieszkańcy miasta dłużej (maksymalnie o 5-7 godzin) przebywali w warunkach utrudnionej wymiany ciepła. Związane to było z opóźnieniem i spowolnieniem pro-

cesu wychładzania powietrza w mieście. Proces ten przebiegał wolniej w skutek oddziaływania ocieplającego powierzchni sztucznych (m.in. zabudowy) i małych strat ciepła na parowanie i transpirację roślin.

Na terenach podmiejskich spadek temperatury efektywnej był tak znaczny, że w godzinach rannych panowały tam warunki zwiększonych strat ciepła. Odczucie przechłodzenia pojawiało się też w niektórych dobrze przewietrzanych osiedlach miejskich o luźnej zabudowie, lecz utrzymywało się krócej.

W chłodnych porach roku oraz podczas pochmurnej doby lipcowej miejscowości podwarszawskie, dzięki słabemu przewietrzaniu, były w nocy cieplejsze od terenów miejskich.

W wielu pracach, m.in. M. Stopy-Boryczki i innych (1984), J. Lewińskiej (1990) zauważono, że miasto zmniejsza poziomy ruch powietrza. Badania wykazały, że tylko w czasie wyżowej pogody letniej, w mieście wystąpiły mniejsze prędkości wiatru. Natomiast w pochmurne dni lipcowe i w chłodnych porach roku, w osiedlach miejskich o zabudowie punktowej i przy szerokich ulicach, obserwowano większe prędkości wiatru niż poza miastem.

Porównanie warunków odczucia ciepła w mieście i poza nim wykazało, że mieszkańcy miast żyją w bardziej uciążliwych warunkach latem (z powodu przegrzania), a lepszych wiosną i jesienią (rzadziej odczuwają przechłodzenie). Wyjątkami są osiedla miejskie najlepiej przewietrzane, w których w chłodnych porach roku, najdłużej utrzymywało się odczucie przechłodzenia.

W mieście warunki odczucia termicznego są modyfikowane przez zabudowę. Generalnie największe deformacje klimatu lokalnego i bioklimatu wprowadza zabudowa zwarta (Mosakowska 1992, Andrzejewska-Mamczarek 1988), a najmniejsze – luźna (Gawryś 1988).

Osiedla o zwartej zabudowie odznaczały się najbardziej niekorzystnymi warunkami dla dobrego samopoczucia człowieka, w cieplej porze roku, zaś najlepszymi w chłodnych porach roku. W lipcu prawie przez całą dobę utrzymywało się odczucie przegrzania. Szczególnie uciążliwa sytuacja powstała w osiedlach o zamkniętej zabudowie, ponieważ najdłużej utrzymywał się w nich stan gorąca. Podczas słonecznej pogody w osiedlu śródmiejskim panowała bardzo wysoka temperatura efektywna, przy wysokiej wilgotności względnej, co przyczyniło się do powstania odczucia parności. Przy pochmurnej pogodzie w osiedlu tym było najchłodniej.

Osiedla o gęstej zabudowie charakteryzowały się najmniejszym tempem wzrostu temperatury efektywnej, z powodu zacienienia i powolnego nagrzewania ścian budynków. Obserwowano w nich ponadto najbardziej powolny spadek wartości wskaźnika bioklimatycznego. W lipcu wyraźne obniżenie tej wartości zanotowano dopiero około godziny 24.00. W osiedlach o znacznym udziale roślinności mieszanej wychładzanie przebiegało szybciej, niż w miejscach jej pozbawionej.

W zwartych, zamkniętych osiedlach najwyraźniej zaznaczył się efekt konserwujący, ponieważ były one najcieplejsze przez całą noc. Obserwowano w nich najmniejszą zmienność temperatury efektywnej w ciągu doby (6°TE). Osiedla zamknięte również w chłodnych porach roku były najcieplejsze i rzadziej dochodziło w nich do przechłodzenia organizmu ludzkiego, niż w osiedlach otwartych. Notowano w nich bardzo małe prędkości wiatru. Potwierdza to tezę zawartą m.in. w pracy J. Fortini (1985), że w zamkniętych osiedlach dochodzi do stagnacji powietrza.

W osiedlach o zabudowie częściowo zamkniętej, dzięki powolniejszemu nagrzewaniu i większym prędkościom wiatru niż w osiedlach zamkniętych, rzadziej występ-

powoła odczucie gorąca. W osiedlach tych najwyraźniej zaznaczyło się pionowe zróżnicowanie warunków odczuwalnych. Przy powierzchni ziemi dłużej, niż na wysokości 1,5 m, utrzymywało się przegrzanie, a krócej – komfort termiczny. Słabo przewietrzany przez całą dobę, a szczególnie w nocy.

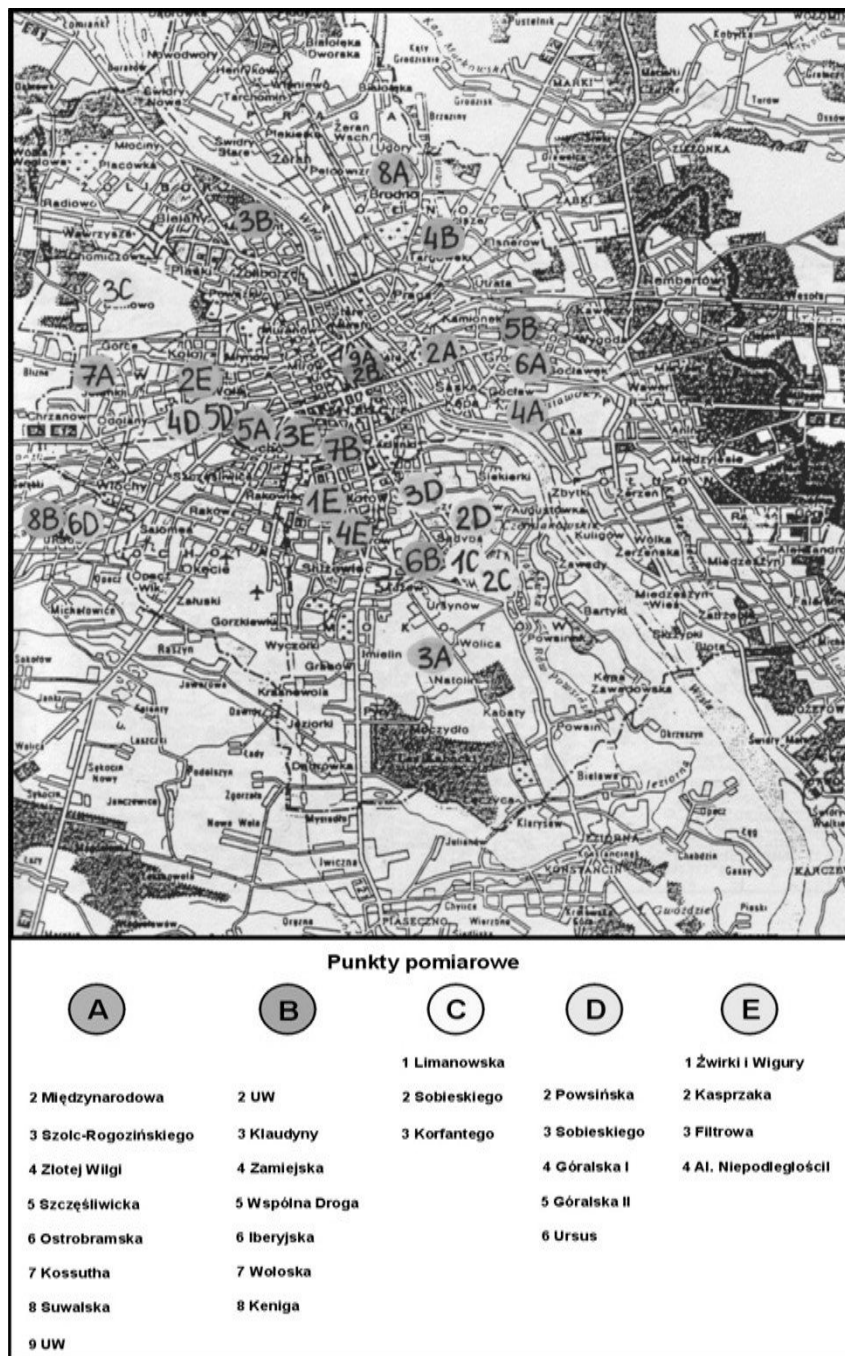
Osiedla o zabudowie luźnej posiadają cechy przejściowe, między gęstą zabudową miejską, a terenami pozamiejskimi. Występowały w nich duże wahania dobowe temperatury efektywnej, a dzięki temu zmienność odczuć podobna jak w miejscowościach podwarszawskich. Mieszkańcy tych osiedli dłużej, niż w innych częściach miasta, przebywali w warunkach komfortu, a rzadziej odczuwali przegrzanie (o około 20%). W godzinach rannych występowały tam warunki przechłodzenia.

Osiedla o luźnej zabudowie, oprócz punktów najlepiej przewietrzanych, odznaczały się dużym przyrostem temperatury efektywnej. W godzinach przedpołudniowych zapanowały w nich *warunki przegrzania, które utrzymywały się o około 5 godzin krócej niż w osiedlach zwartych*. Dzięki wcześniejszemu i bardziej intensywnemu spadkowi temperatury efektywnej w obrębie zabudowy luźnej, odczucie gorąca utrzymywało się przez krótszy czas.

Mieszkańcy osiedli o luźnej zabudowie najdłużej odczuwali komfort termiczny. Te korzystne warunki zapanowały w późnych godzinach wieczornych i utrzymywały się o około 4 godziny dłużej niż w osiedlach o zabudowie zwartej.

Warunki odczuwalne w tego typu osiedlach były w znacznym stopniu kształtowane przez wiatr. Przyczynił się on do zmniejszenia dyskomfortu spowodowanego przegrzaniem, przyspieszył i zwiększył tempo wychładzania osiedli oraz zatarł pionowe zróżnicowanie temperatury efektywnej.

Chłodzące działanie ruchu powietrza najbardziej zaznaczało się w **osiedlach otwartych i miejscach położonych przy szerokich ulicach**. Przeprowadzone badania potwierdziły informacje zawarte w pracach K. Kłysika (1984) i J. Lewińskiej (1991), z których wynika, że wysoka zabudowa punktowa zwiększa prędkości wiatru, a kierunek ulic zgodny z kierunkiem wiatru sprzyja powstawaniu „efektu tunelowego” i „opływu”. Zwiększone przewietrzanie tych osiedli w cieplej porze roku wpłynęło pozytywnie na odczucia termiczne ludzi, zaś w chłodnych porach roku miało znaczenie negatywne, ponieważ warunki chłodu i zimna utrzymywały się długo i były bardziej dotkliwe dla człowieka.



Rys. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych w Warszawie

Punkty położone na obrzeżach osiedli w największym stopniu przypominały punkty podmiejskie. W takich miejscach panowały najlepsze warunki odczucia termicznego ludzi dorosłych i dzieci, gdyż komfort termiczny utrzymywał się latem nawet przez 28% doby,

stosunkowo krótko obserwowano warunki przegrzania, a prawie w ogóle nie wystąpiło przechłodzenie. Warunki odczucia ciepła były tu w mniejszym stopniu kształtowane przez wiatr, a w większym przez temperaturę powietrza.

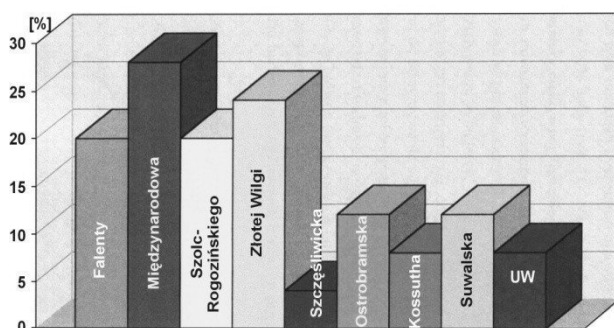
Powyższe badania, ukazujące wpływ zabudowy na warunki odczucia ciepła, mogą służyć jako wskazania do planowania urbanistycznego.

Stworzenie optymalnych warunków odczuwalnych dla mieszkańców miasta możliwe jest poprzez tworzenie osiedli o zabudowie luźnej, mieszanej, z dużym udziałem roślinności. Należy jednak unikać wysokiej zabudowy punktowej i równoległego układu budynków, przyczyniającego się do zwiększenia prędkości wiatru. W celu ograniczenia przeciągów powinny być odpowiednio wkomponowane zadrzewienie, szczególnie przy ulicach.

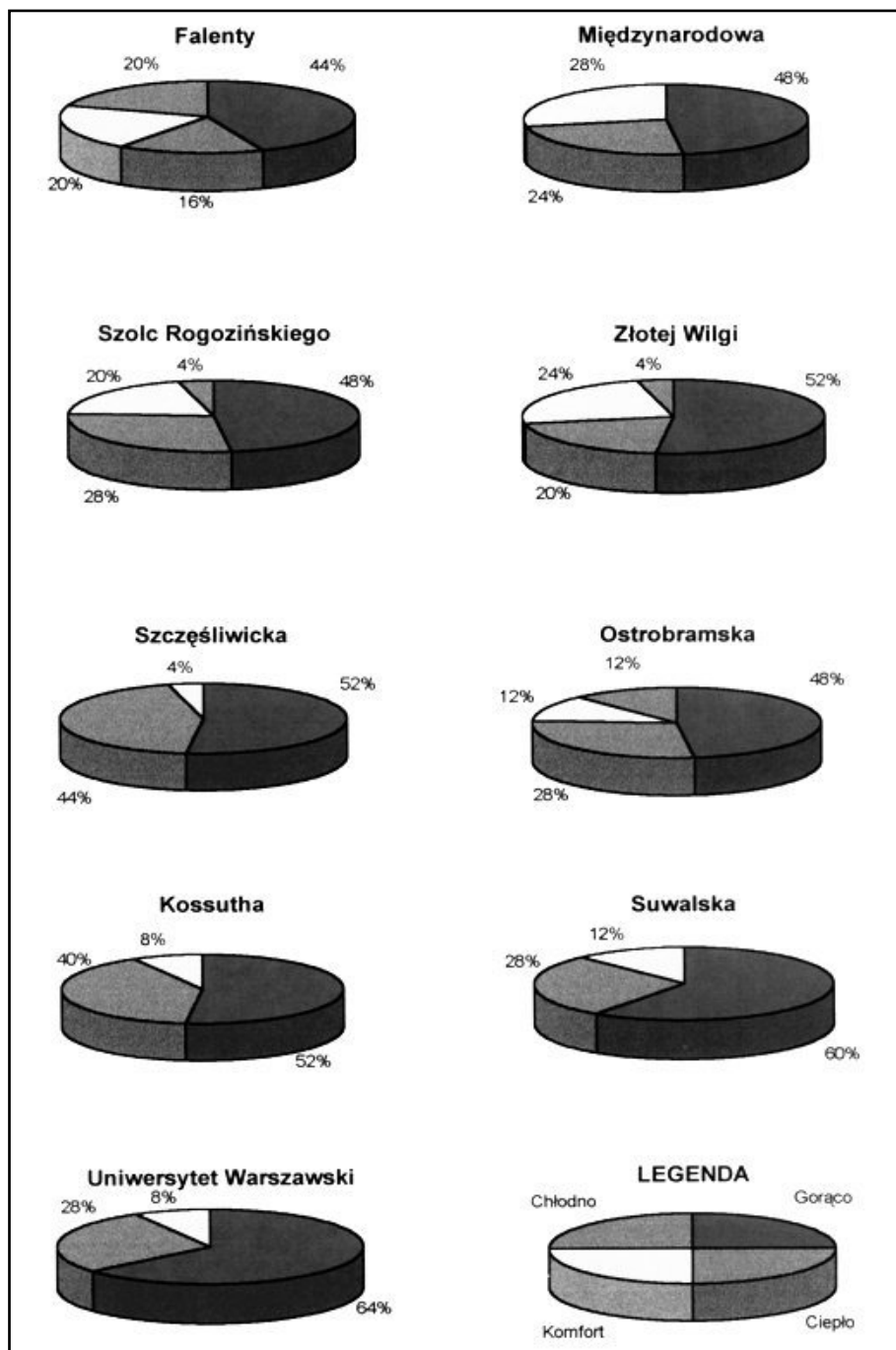
Istotne jest też unikanie tworzenia osiedli zwartych, zamkniętych i częściowo zamkniętych. Stwarzają one bowiem najbardziej niekorzystne warunki odczuwalne latem. Istniejące już osiedla o takiej zabudowie należy wzbogacić roślinnością mieszaną.

Place zabaw dla dzieci powinny powstawać w miejscach dobrze przewietrzanych, ale nie na drodze przeciągów i zacienionych na okres letni (szczególnie wśród gęstej zabudowy), a nasłonecznionych i osłoniętych od wiatru na chłodne pory roku.

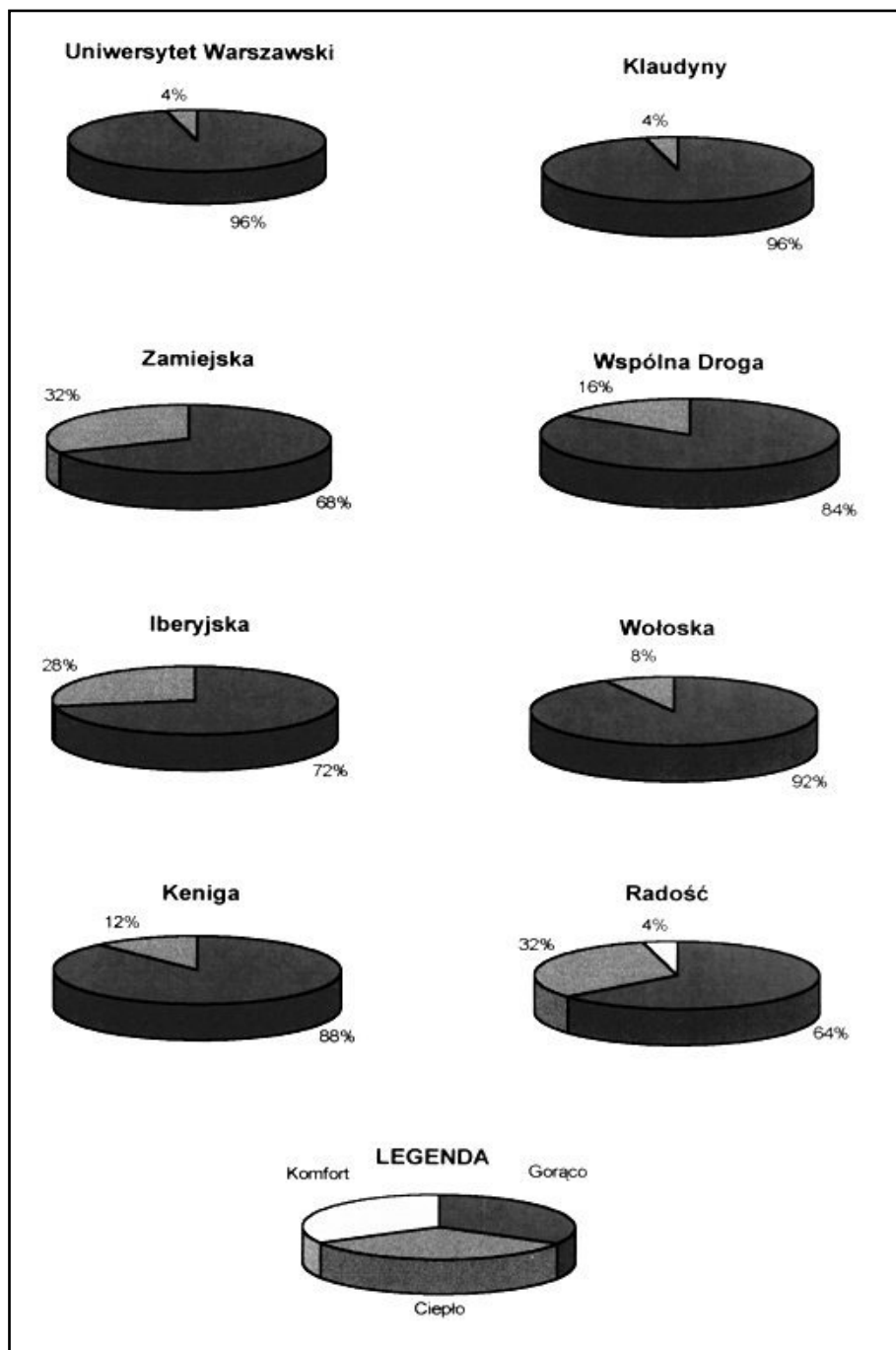
Wykorzystanie powyższych wskazówek może przyczynić się do poprawy warunków odczucia ciepła w mieście.



Rys. 2. Częstość występowania warunków komfortu na poziomie 1,5 m n.p.g. w Warszawie w dniach 6-7 lipca 1994 r.



Rys. 3. Częstość występowania określonych stanów odczucia ciepła w Warszawie na poziomie 1,5 m w dniach 6-7 lipca 1994 r.



Rys. 4. Częstość występowania określonych stanów odczucia ciepła w Warszawie na poziomie 1,5 m w dniach 15-16 lipca 1994 r.

Tabela 1. Częstość odczuć termicznych w punktach pomiarowych w ciągu doby 20/21 marca 1992 r.

Odczucie termiczne	Kasprzaka	Żwirki i Wigury	Filtrowa	Niepodległości	Milanówek	Brwinów
Gorąco	0	0	0	0	0	0
Ciepło	0	4	12	16	28	32
Komfort	16	36	44	60	56	40
Chłodno	48	28	44	24	16	28
Zimno	24	28	0	0	0	0

Tabela 2. Częstość odczuć termicznych w punktach pomiarowych w ciągu doby 8/9 czerwca 1990 r.

Odczucie termiczne	Limanowskiego	Sobieskiego	Korfantego	Otwock
Gorąco	32	0	0	32
Ciepło	28	60	52	36
Komfort	44	32	16	32
Chłodno	0	8	32	0
Zimno	0	0	0	0

Tabela 3. Częstość odczuć termicznych w punktach pomiarowych w ciągu doby 26/27 października 1990 r.

Odczucie termiczne	Ursus	Górska	Górska	Sobieskiego	Powsińska	Otwock
Gorąco	0	0	0	0	0	0
Ciepło	0	0	0	0	0	0
Komfort	8	0	0	0	16	12
Chłodno	56	32	44	36	20	40
Zimno	36	68	56	64	64	48

5.4. Warunki odczucia termicznego w Warszawie

Autor: Robert WAKER

Opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ

Opracowania bazujące na wskaźnikach jakimi są temperatura ekwiwalentna (TE) i temperatura efektywna (TEF) dają możliwość oceny warunków bioklimatycznych badanych rejonów miasta. Możliwe jest wychwycenie różnic w odczuwalności termicznej będących wynikiem położenia punktu pomiarowego, jego otoczenia i wynikającej stąd roli jaką może odgrywać przewietrzanie terenu w kształtowaniu odczuć termicznych. Wpływ ostatniego z wymienionych czynników ujmuje całościowo porównanie dobowego przebiegu średnich wartości TE z przebiegiem średnich wartości temperatury w kolejnych terminach pomiarowych. Rejon Śródmieścia w tym porównaniu wykazuje swą dość dużą stabilność, rola przewietrzania wydaje się być tutaj znikoma. Sytuacja ta ma swą przyczynę w dominującej tu zwartej zabudowie, stanowiącej otoczenie punktu „Uniwersytet”. „Jelonki” na podstawie charakterystyki średnich TEF wykazują większe wartości w stosunku do pozostałych punktów, w porównaniu z sytuacją opisaną przez średnie wartości TE. Przypadek ten może być tłumaczony uwzględnieniem przez TEF napływającego nad ten punkt cieplejszego powietrza z położonego stosunkowo blisko centrum miasta.

Zupełnie odmiennie należy natomiast ocenić rolę wiatru w dwóch pozostałych punktach peryferyjnych „Służewiec” i „Grabów” (rys. 1). Przebieg średnich TEF wykazuje, że rejon te osiągają mniejsze wartości niż pozostałe punkty, w porównaniu z sytuacją opisaną przez TE (tab. 1). Wiatr pełni tu zatem rolę wyraźnie ochładzającą. Ponadto osiąga on tutaj większe prędkości niż w punkcie „Jelonki” (tab. 2). Potwierdzeniem tendencji występującej w ciągu czterech miesięcy 1969 roku jest również porównanie średnich wartości TE i TEF w wybranych dniach charakterystycznych od 9. do 14. czerwca 1969 roku i wyznaczonych przez nie odczuć termicznych (rys. 2a i 2b).

Centrum miasta w oparciu o TE jak i TEF przejawia zgodność odczuć ciepłych. W terminie porannym rejon ten znajduje się w strefie odczuć chłodu. O godz. 13⁰⁰ notujemy odczucie ciepła, wieczorem natomiast Śródmieście znajduje się w przedziale odczuć komfortowych. Podobna zgodność w odczuciach jak i w dziennej tendencji przebiegu wartości notowana jest w punkcie „Grabów”. Wyraźne zróżnicowanie występuje natomiast w pozostałych dwóch punktach peryferyjnych. W punkcie „Służewiec” zgodność odczuć według TE i TEF ma miejsce rano i wieczorem. W południe według średnich TE rejon ten pozostaje w strefie ciepła, natomiast według średnich TEF w strefie odczuć komfortowych. Punkt „Jelonki” w ciągu całego dnia oceniany jest jako cieplejszy według średnich TEF w stosunku do odczuć wynikających ze średnich wartości TE. Dość istotny jest również fakt, że według TE „Jelonki” w tych dniach pozostawały punktem o najmniejszych wartościach, „Służewiec” miał natomiast wartości względnie wysokie.

Dokładne odwrócenie tej sytuacji odnajdujemy natomiast badając przebieg średnich wartości TEF. Sytuacja odzwierciedlona przez TE w tym okresie, została wytłumaczona w oparciu o dominację wiatrów z kierunków północnych, mogących wpływać ochładzająco na punkt „Jelonki”. Bardziej kompleksowy wskaźnik jakim jest TEF wskazuje jednak na znacznie większą rolę, jaką w tym przypadku odgrywa przewietrza-

nie. W dniach od 9. do 14. czerwca średnia prędkość wiatru w punkcie „Służewiec” była o 2,5 m/s większa niż w punkcie „Jelonki”.

Oceniając bioklimat Warszawy można również wnioskować o modyfikacjach jakie wprowadzane są przez bezpośrednie otoczenie. Pod tym względem centrum miasta reprezentuje typowe warunki śródmiejskie. Rejon ten w większości z opracowanych charakterystyk nie jest oceniany jako ekstremalny w stosunku do pozostałych. W przypadku punktu „Uniwersytet” zdecydowanie słabiej widoczna jest podatność szybkiej reakcji odczuć termicznych na zmiany warunków zewnętrznych. Specyfika ta wypływa jak już wspomniano z modyfikującej roli otoczenia. Skupisko wysokiej i bardzo zwartej zabudowy sprawia, że może tu być odpowiednio utrzymywana duża ilość chłodu powodująca zmniejszenie ocieplania tego terenu w ciągu dnia, lub też może nastąpić szczególnie w lecie akumulacja ciepła w dzień uwidaczniająca się w mniejszym wychłodzeniu tego rejonu w nocy. Obok czynnika termicznego istotną rolę pełni tu też zmniejszenie wilgotności spowodowane brakiem większych skupisk zieleni, będącej jej naturalnym „zbiornikiem”.

Rola prędkości wiatru w tym otoczeniu może być bardzo różna, wiadomo bowiem, że z jednej strony wysoka zabudowa wpływa na jej zmniejszenie, z drugiej zaś przy sprzyjających kierunkach wiatru może ulec zwiększeniu pod wpływem efektu tunelowego na niektórych ulicach. Spośród rejonów podmiejskich, jak już wspomniano przy analizie poszczególnych charakterystyk, dość podobne warunki do centrum reprezentuje punkt „Jelonki”. Wpływa to z pewnością z podobieństw w bezpośrednim otoczeniu. Jak pokazuje plan Warszawy (rys. 1) punkt „Jelonki” położony jest bliżej terenów silniej zurbanizowanych. Dzieli go mniejsza odległość od centrum niż pozostałe punkty peryferyjne. Brak jest tu również większych i zwartych kompleksów zielonych w postaci lasów. Wpływa to na warunki termiczne, wilgotnościowe, jest także powodem zmniejszonego przewietrzania w stosunku do peryferii południowych, co znajduje potwierdzenie w prędkościach wiatru (tab. 2). Pozostałe punkty peryferyjne wykazują znacznie więcej typowych cech dla przedmieść, mimo to widoczne jest między nimi pewne zróżnicowanie. Cechą charakterystyczną w przypadku obu punktów jest widoczna zdecydowana reakcja w przebiegach wartości i odczuć termicznych na zmiany poszczególnych czynników atmosferycznych. Zaznaczone jest tu zwłaszcza w dobowym przebiegu wartości TE i TEF jak i odczuć termicznych, wyraźniejsze w stosunku do pozostałych punktów maksimum dzienne i nocne minimum. Punkt „Służewiec” mimo bliższego centrum położenia wydaje się reagować na tego typu zmiany bardziej wyraziście niż „Grabów”. Przyczynia się do tego fakt, że „Służewiec” położony jest na stosunkowo otwartej przestrzeni. W sąsiedztwie punktu „Grabów” znajdują się, natomiast dość duże i zwarte tereny leśne (rys. 1). Stanowią one z jednej strony barierę dla wiatru, z drugiej natomiast powodują zwiększenie zawartości wilgoci w powietrzu. Wobec powyższych faktów dość trudno jest dokonać jednoznacznej oceny poszczególnych rejonów miasta. Nieco więcej informacji na ten temat może dać analiza samych odczuć komfortowych notowanych w poszczególnych porach roku. Przeprowadzono ją na podstawie TEF, gdyż jak wykazały wcześniejsze zestawienia daje ona pełniejszy obraz warunków odczuwalnych. Na podstawie danych (tab. 1) widoczne jest, że w lutym reprezentującym zimą najwięcej warunków komfortowych notowanych jest na południowych peryferiach miasta („Grabów” – 24,7%, „Służewiec” – 18,5%). Wiosną natomiast najkorzystniej pod tym względem wypada centrum (33,3%). Latem i jesienią powtarza się natomiast w pewnym sensie sytuacja zaobserwowana w zimie. W czerwcu największe udziały komfortu odnotowano w punkcie „Służewiec” (33,3%), w punkcie

„Grabów” odczucie komfortu miało również dość wysoki udział (30%), jednak analogiczna sytuacja pod tym względem miała też miejsce w centrum. W listopadzie największy udział komfortu wystąpił w punkcie „Grabów”(52,9%), nieco mniej odczuć komfortowych odnotowano w centrum. Drugi z punktów na peryferiach południowych „Służewiec” charakteryzował się już jednak niewielkim udziałem tego odczucia (34,0%).

Reasumując można stwierdzić, że w ciągu całego roku najczęściej odczuć ocenianych przez człowieka pozytywnie jest w punkcie „Grabów”, Drugim co do kolejności miejscem pod tym względem jest centrum, od którego tylko nieznacznie gorzej wypada punkt „Służewiec”. Zdecydowanie najgorzej oceniana jest sytuacja w punkcie „Jelonki”, we wszystkich porach roku występują tu bowiem najniższe udziały komfortu w porównaniu z pozostałymi rejonami miasta. Trzeba jednak dodatkowo wspomnieć, że cechami negatywnymi dla centrum, jak i w pewnym sensie dla punktu „Jelonki” może być ich wyrównany przebieg odczuć, termicznych w ciągu doby, gdy dotyczy on stanów dyskomfortowych. Negatywny bodziec o niewielkim nasileniu trwa tu bowiem znacznie dłużej. Niewątpliwą wadą jest tu też zmniejszenie zdolności przewietrzania terenu, co powodować może spotęgowane gromadzenie się zanieczyszczeń. Brak większych skupisk zieleni oprócz zmniejszenia zdolności samooczyszczania się powietrza ma też z pewnością znaczenie poza klimatyczne.

Obecność, terenów zielonych ma bowiem zdecydowanie pozytywny wpływ na stronę psychiczną samopoczucia ludzi. Do pozytywnych stron Śródmieścia można jednak zaliczyć jego większą stabilność odczuć termicznych gdy dotyczy to długo utrzymujących się stanów komfortowych. Na peryferiach, zwłaszcza południowych widoczna jest natomiast większa bodźcowość odczuć przejawiająca się ich krótszych, ale bardziej intensywnych udziałach. Może to powodować dość nagle wzrosty natężenia bodźca w postaci odczuć dyskomfortu przechłodzenia bądź przegrzania. Wydaje się jednak, że rejon te mają więcej zalet. Oprócz wymienionych powyżej dotyczy to też lepszej jakości powietrza, większej otwartości terenu, liczniejszego występowania zieleni.

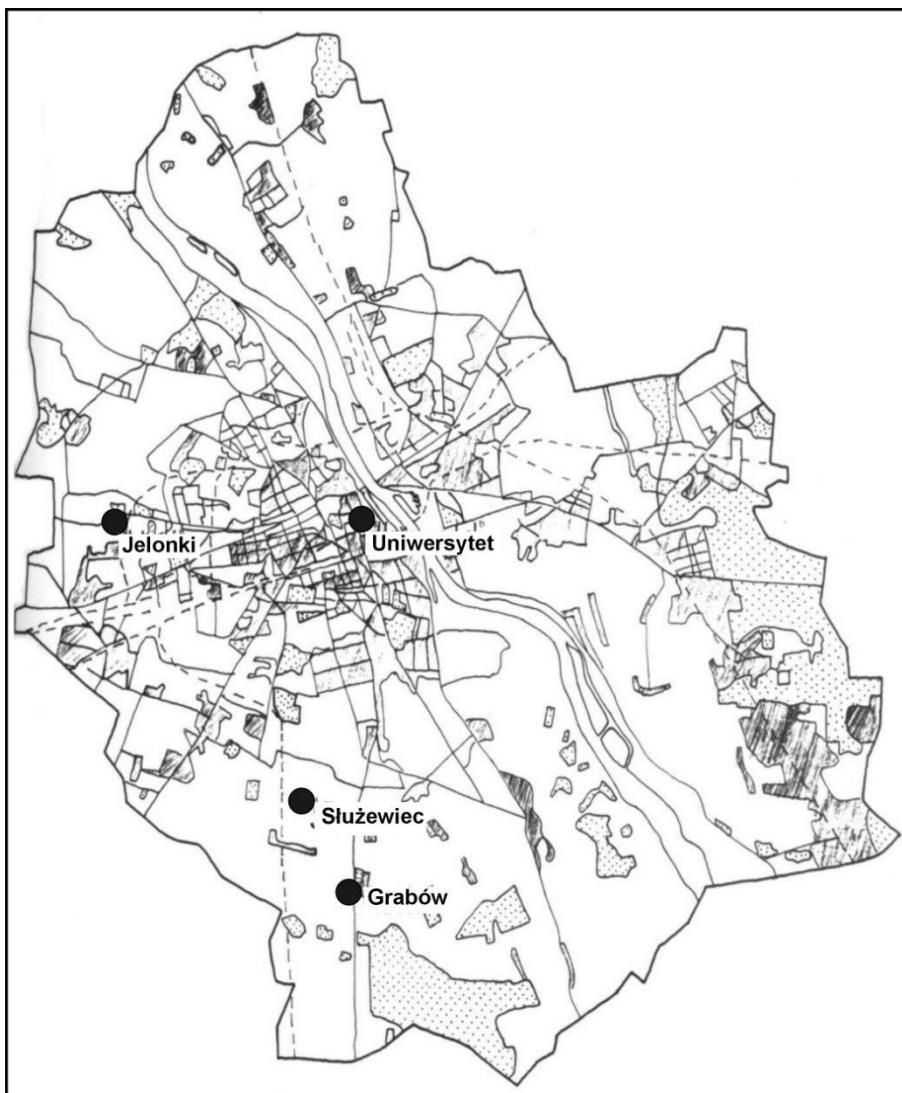
Tabela 1. Częstość odczuć termicznych według TE w wybranych miesiącach 1969 roku (%)

Miesiąc	Stan odczucia	Jelonki	Uniwersytet	Służewiec	Grabów
Luty	Zimno	61,3	56,4	58,9	57,4
	Chłodno	23,0	27,0	28,4	27,9
	Komfort	15,7	16,6	12,7	14,7
Kwiecień	Zimno	54,9	52,4	49,0	52,7
	Chłodno	21,3	19,3	17,9	23,0
	Komfort	20,4	18,5	23,8	14,8
	Ciepło	3,4	9,8	9,3	9,5
Czerwiec	Zimno	21,6	11,5	21,0	16,2
	Chłodno	38,9	47,8	40,0	37,9
	Komfort	28,0	26,4	16,5	25,8
	Ciepło	8,3	8,6	13,0	13,1
	Gorąco	3,2	5,7	9,5	7,0
Listopad	Zimno	10,7	9,5	6,3	11,5
	Chłodno	14,6	14,6	16,5	11,9
	Komfort	41,9	30,4	23,3	37,1
	Ciepło	32,8	45,5	51,8	39,5

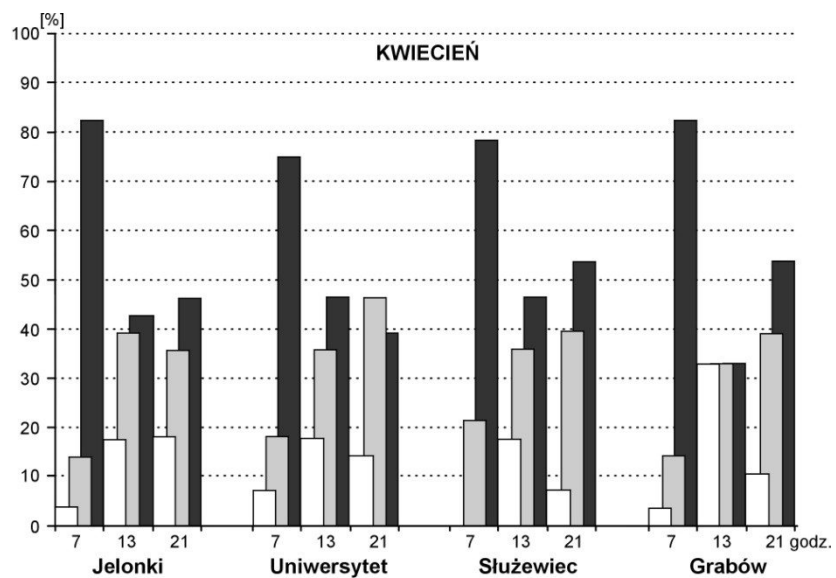
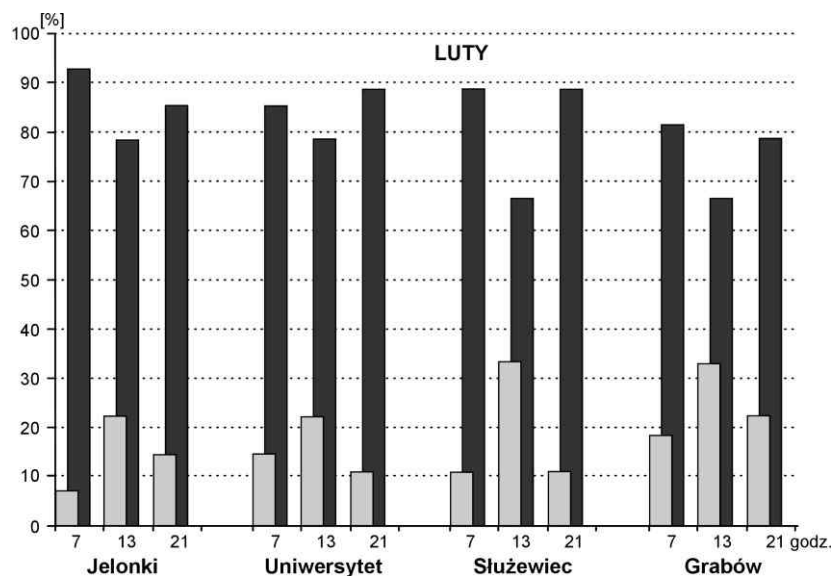
Generalnym wnioskiem płynącym z tego zestawienia jest to, że możliwe jest tworzenie dzielnic i całych miast odpowiadających człowiekowi przy wykorzystaniu wszystkich zalet jakie dawać może zabudowa odpowiednio wkomponowana w naturalną przestrzeń.

Tabela 2. Średnia prędkość wiatru u [m/s], prędkość wiatru zredukowana z 10 do 2 m n.p.g. wg skali Korostielewa (G. Niewrajewa, Ł. Czubkova, 1964)

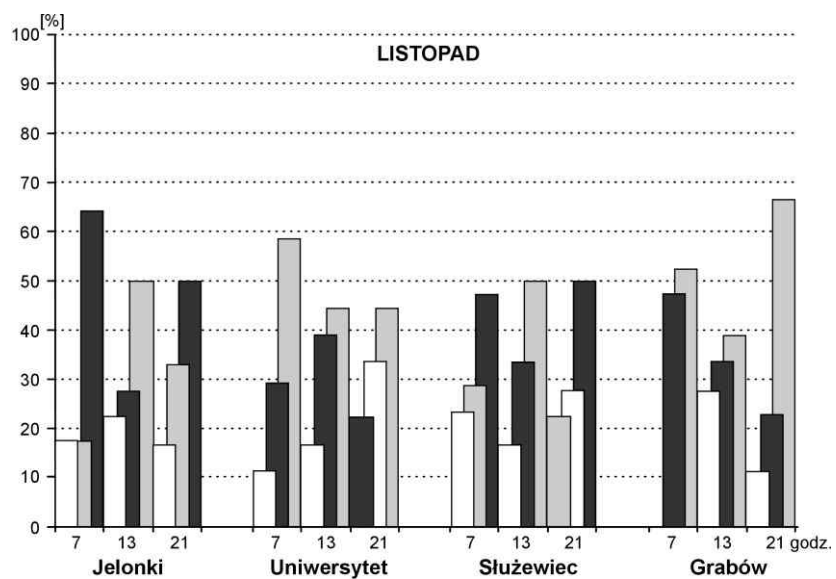
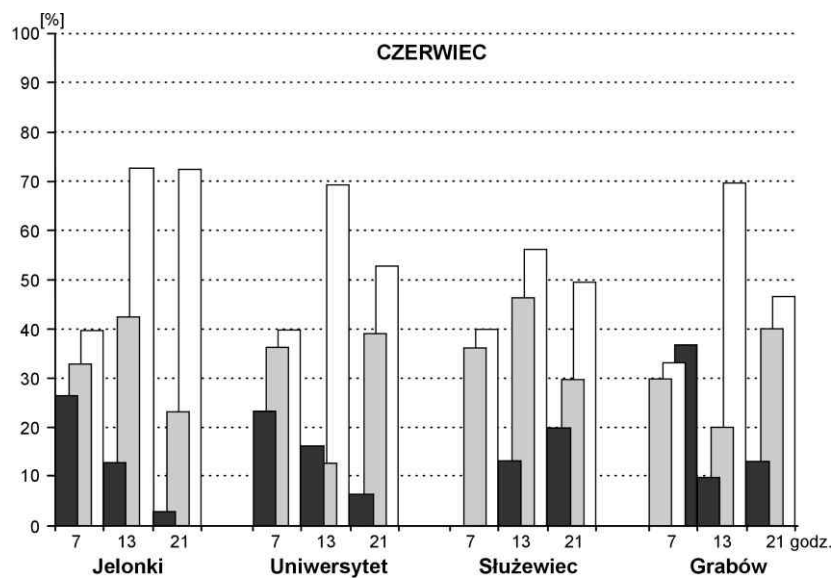
Miesiąc	Termin [godz.]	Jelonki	Uniwersytet	Służewiec	Grabów
Luty	7	0,7	2,2	2,1	1,5
	13	0,7	2,5	2,4	2,0
	21	1,9	2,4	1,8	1,8
Kwiecień	7	2,1	1,8	2,1	1,9
	13	2,5	2,1	2,1	2,6
	21	1,3	1,5	1,0	1,6
Czerwiec	7	0,9	1,2	1,6	1,6
	13	1,7	1,7	2,5	2,0
	21	0,4	1,1	2,2	0,9
Listopad	7	4,5	2,7	3,3	3,2
	13	2,6	2,1	3,4	3,1
	21	2,3	2,4	2,9	2,5



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych



Rys. 2a. Temperatura efektywna. Częstość stanów odczucia termicznego w godzinach 7, 12, 21 luty, kwiecień)



Rys. 2b. Temperatura efektywna. Częstość stanów odczucia termicznego w godzinach 7, 12, 21 (czerwiec, listopad)

VI. KLIMAT WARSZAWY I MIEJSCOWOŚCI STREFY PODMIEJSKIEJ

Celem badań w tomie XXIV Atlasu jest określenie cech specyficznych klimatu i bioklimatu miejscowości podwarszawskich, w zależności od ich lokalizacji względem Warszawy. Jest nim też próba określenia zasięgu oddziaływania miasta na tereny otaczające:

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2010, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIV. *Klimat Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej*, (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 360

Problemy te rozwiązano na przykładzie 7 miejscowości z okolic Warszawy i dzielnicy peryferyjnej Okęcie. Przedstawiono najważniejsze wyniki badań eksperymentalnych, przeprowadzonych w 25 pracach magisterskich, wykonanych w Zakładzie Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego. Obiektami szczególnych zainteresowań były 2 uzdrowiska podwarszawskie: Konstancin i Otwock – położone w południowej strefie podmiejskiej.

Przy opracowaniu klimatu Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej wykorzystano materiały archiwalne: ze stacji meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na Okęciu i Bielaniech, w Legionowie i Brwinowie, ze stacji Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Otwocku oraz materiały ze stacji Zakładu Ekologii PAN w Dziekanowie Leśnym z lat 1951-2000.

Punktem odniesienia wielokrotnie była też śródmiejska stacja meteorologiczna Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Własne obserwacje klimatyczne i mikroklimatyczne, przeprowadzono w pięciu miejscowościach: Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny, Wesoła, Mory w różnych latach drugiej połowy XX. wieku. W opracowaniu podstawowych elementów klimatologicznych w miejscowościach uzdrowiskowych zwrócono szczególną uwagę na pogody niekorzystne dla kuracjuszy i ich powtarzalność: silne wiatry, mgły, odwilże zimą, okresy deszczowe latem, itp.

Na podstawie prac magisterskich udało się dokonać oceny klimatu na potrzeby różnych dziedzin gospodarki:

Ocena klimatu na potrzeby lecznictwa w uzdrowiskach nizinnych (Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny)

Ocena stanu atmosfery pod względem rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń (Legionowo, Warszawa)

Ocena warunków termicznych i wilgotnościowych sezonu grzewczego (Mory)

Ocena klimatu na potrzeby komunikacji lotniczej (Warszawa-Okęcie)

Ocena klimatu na potrzeby rolnictwa (Warszawa-Okęcie)

Wpływ urbanizacji na warunki klimatyczne w Warszawie (Kicińska, Wawer) można uznać za syntezę dotychczasowych badań w zakresie wpływu aglomeracji miejskiej na zmiany czasowe i przestrzenne warunków solarnych, termicznych, wilgotnościowych, opadowych i cyrkulacji atmosferycznej. Klimat obszarów miejskich wyróżnia się w stosunku do otoczenia intensywną emisją różnych zanieczyszczeń (z zakładów przemysłowych, zwłaszcza energetycznych i środków transportu oraz urządzeń komunalnych). Duży wpływ na klimat ma zwartość zabudowy, zmiany w użytkowaniu naturalnych powierzchni (zmniejszenie powierzchni terenów zielonych, drenowanie terenu

i budowa ciągów komunikacyjnych). Konsekwencją tych procesów są zakłócenia naturalnej równowagi radiacyjnej i termiczno-wilgotnościowej oraz osłabienie wymiany powietrza. Przejawia się to modyfikacją wartości wielu elementów klimatycznych. Bilans promieniowania i bilans cieplny ulegają w mieście istotnym modyfikacjom. Wynika to przede wszystkim ze zmian czasu insolacji (większe zasłonięcie horyzontu) oraz ze zmian stanu atmosfery (jej przezroczystości) i zachmurzenia.

SPIS TREŚCI (24)

I.	WPROWADZENIE – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	7
II.	WKŁAD ZAKŁADU KLIMATOLOGII W BADANIA KLIMATU WARSZAWY – Urszula KOSSOWSKA-CEZAK, Jolanta WAWER	13
III.	KLIMAT MIASTA I MIEJSCOWOŚCI PODWARSZAWSKICH W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO	31
3.1.	Klimat i bioklimat Konstancina	31
3.1.1.	Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin (1972) – Urszula OKRASA (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria KOPACZ)	31
3.1.2.	Klimat lokalny uzdrowiska Konstancin (1977) – Marta KIELAK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	41
3.1.3.	Warunki klimatoterapii w uzdrowisku Konstancin (1977) - Barbara MATEJA (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	52
3.1.4.	Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji południowej w Konstancinie (1977) – Stanisław STUCZYK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA)	62
3.1.5.	Warunki termiczno-wilgotnościowe pomieszczeń sanatoryjnych o ekspozycji północnej w Konstancinie (1977) – Anna JĘDRYSZCZAK (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ, Jerzy BORYCZKA)	72
3.2.	Klimat i bioklimat Otwocka	84
3.2.1.	Wpływ cyrkulacji na ciśnienie atmosferyczne w Warszawie w latach 1981-2000 (2006) – Paweł WYRZYKOWSKI (opiekun naukowy: Jolanta WAWER)	84
3.2.2.	Wpływ cyrkulacji nad Polską na ciśnienie atmosferyczne (na przykładzie Świdra, 1981-1990) (2002) – Jarosław BOCHEŃSKI (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	93
3.2.3.	Zmiany roczne ciśnienia atmosferycznego w 10-leciu 1981-1990 na przykładzie obserwacji w Świdrze (1995) - Mariola MIROWSKA (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	101
3.2.4.	Ogólna charakterystyka klimatu Świdra (1980) - Władysław DULCZEWSKI (opiekunowie naukowcy: Maria STOPA-BORYCZKA, Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	113
3.2.5.	Bioklimat Otwocka (1966) – Maria KOPACZ (opiekun naukowy: Zofia KACZOROWSKA)	122
3.2.6.	Zmiany odczucia termicznego w Otwocku w latach 1991-1995 (2001) - Patrycja KOLBE-SOKOLIK (opiekun naukowy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	127
3.3.	Klimat Wesołej k. Warszawy	136
3.3.1.	Charakterystyka klimatu lokalnego Wesołej k. Warszawy (1990) – Anna KIRYLUK (opiekun naukowy: Krzysztof OLSZEWSKI)	136
3.4.	Klimat Legionowa	145
3.4.1.	Charakterystyka klimatu Legionowa (1971-1980) (1989) – Ewa WIJAS (opiekun naukowy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	145
3.4.2.	Inwersje temperatury przyziemnej i w swobodnej atmosferze w Legionowie w okresie II 1954 - 31 XII 1958 (1959) – Lucjan NOWOSIELSKI (opiekun naukowy: Wincenty OKOŁOWICZ)	155
3.5.	Bioklimat Dziekanowa Leśnego	168
3.5.1.	Bioklimat Dziekanowa Leśnego (1969) – Małgorzata GNIADK (opiekunowie naukowcy: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA, Maria STOPA)	168

3.6.	Klimat w Morach	176
3.6.1.	Charakterystyka termiczna sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach (1978) –Bożena GROCHULSKA (opiekunowie naukowci: Maria STOPA - BORYCZKA, Krzysztof OLSZEWSKI) . . .	176
3.6.2.	Charakterystyka warunków wilgotnościowych sezonu grzewczego 1976/77 na przykładzie stacji w Morach (1979) – Zofia KRAWCOW, (opiekunowie naukowci: Maria STOPA - BORYCZKA , Krzysztof Olszewski)	184
3.7.	Klimat Brwinowa	191
3.7.1.	Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970 (1972) – Elżbieta DRZEWIECKA (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	191
3.7.2.	Związek między temperaturą powietrza i gruntu na stacji meteorologicznej w Brwinowie w latach 1956-1965 (1990) – Andrzej GÓRSKI (opiekun naukowcy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	204
3.8.	Klimat i bioklimat Okęcia	211
3.8.1.	Zależność temperatury od cyrkulacji atmosferycznej na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie w okresie 1981-1990 (1994) –Aleksandra ŻEBROWSKA (opiekun naukowcy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	211
3.8.2	Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na temperaturę powietrza w Warszawie w 10-leciu 1951-1960 (1994) – Iwona BIRULA (opiekun naukowcy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	221
3.8.3.	Warunki występowania susz atmosferycznych na Równinie Warszawskiej w latach 1951-1990 na przykładzie stacji Warszawa-Okęcie (1998) – Michał PRASZKIEWICZ (opiekun naukowcy: Danuta MARTYN)	231
3.8.4.	Ostrość i śnieżność zim w Warszawie w latach 1965-1995 (2005) – Rafał PŁĄŻEWSKI (opiekun naukowcy: Urszula KOSSOWSKA-CEZAK)	244
3.8.5.	Charakterystyka warunków odczuwalnych otoczenia Warszawy na przykładzie stacji Okęcie w latach 1966-1970 (1991) - Magdalena SZULC-BOMBA (opiekun naukowcy: Maria KOPACZ-LEMBOWICZ)	254
3.8.6.	Klimat lotniska Warszawa-Okęcie (1951-1960) (1963) - Józef OSOS (opiekunowie naukowci: Wincenty OKOŁOWICZ, Zofia KACZOROWSKA)	261
IV.	WPŁYW URBANIZACJI NA WARUNKI KLIMATYCZNE W WARSZAWIE - Bożena KICIŃSKA, Jolanta WAWER	279
V.	WARUNKI NEFOLOGICZNE AGLOMERACJI WARSZAWSKIEJ -Elwira ŻMUDZKA	299
VI.	ZAKOŃCZENIE	309
VII.	LITERATURA	326

Ważniejsze wyniki badań

Ocena warunków klimatycznych i bioklimatycznych miast na potrzeby ich mieszkańców jest trudna ze względu na fakt, że warunki atmosferyczne są najmniej stabilnym komponentem środowiska przyrodniczego. Zmienność warunków atmosferycznych zaznacza się we wszystkich przedziałach czasowych, od wieloletnich zmian klimatycznych, aż do zmian dobowych pozostałych elementów meteorologicznych dotyczących większości badanych miast.

Powoduje to najczęściej niejednoznaczną ocenę klimatyczną badanego miasta. Pewne walory, czy też niekorzystne cechy klimatu miasta mogą zaznaczać się jedynie w określonych przedziałach czasowych (np. pora roku, czy też pora dnia). Ujawnienie najbardziej charakterystycznych cech klimatu i bioklimatu miasta, jak również ich cech osobliwych, istotnych dla życia mieszkańców jest podstawowym zadaniem opracowań klimatycznych i bioklimatycznych.

Typowe cechy klimatu i bioklimatu miasta przedstawione są najczęściej na podstawie wieloletnich charakterystyk elementów meteorologicznych dostarczających informacji o warunkach przeciętnych, skrajnych i cykliczności pewnych zjawisk typowych dla danego miasta. Tego rodzaju charakterystyki są ważne nie tylko dla istniejącej za-

budowy ale i projektowaniu nowych osiedli mieszkaniowych (np. częstość wiatrów z określonych kierunków, warunki termiczno-wilgotnościowe, opadowe, itp.). W charakterystyce klimatu lokalnego, która opiera się na specjalnych badaniach mikroklimatycznych w miastach i ich otoczeniu, najbardziej istotne jest poznanie mikroprocesów zachodzących w przyziemnej warstwie powietrza pod wpływem lokalnych cech środowiska, takich jak: rzeźba, rodzaj powierzchni czynnej, ekspozycji terenu, co najlepiej widać na przykładzie strefy podmiejskiej Warszawy.

Kontrastowość dynamiczna i termiczna podłoża warunkuje bowiem powstawanie swoistej mikrocyrkulacji powietrza, która wraz z makrocyrkulacją (wiatrem) stwarza określone warunki przewietrzania obszaru zabudowy. Wartości elementów meteorologicznych zmierzone w krótkich seriach obserwacyjnych spełniają w tym przypadku głównie rolę pomocniczą.

Przy opracowaniu klimatu Warszawy i miejscowości strefy podmiejskiej wykorzystano materiały archiwalne: ze stacji meteorologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na Okęciu i Bielanych, w Legionowie i Brwinowie, ze stacji Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Otwocku oraz materiały ze stacji Zakładu Ekologii PAN w Dziekanowie Leśnym z lat 1951-2000.

Punktem odniesienia wielokrotnie była też śródmiejska stacja meteorologiczna Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Własne obserwacje klimatyczne i mikroklimatyczne, przeprowadzono w pięciu miejscowościach: Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny, Wesoła, Mory w różnych latach drugiej połowy XX wieku. W opracowaniu podstawowych elementów klimatologicznych w miejscowościach uzdrowskich zwrócono szczególną uwagę na pogody niekorzystne dla kuracjuszy i ich powtarzalność: silne wiatry, mgły, odwilże zimą, okresy deszczowe latem, itp.

Na własne obserwacje składały się najczęściej: odczyty wartości skrajnych temperatury w klatkach meteorologicznych umieszczonych na trasach najczęściej uczęszczanych przez kuracjuszy w wybranych punktach. Parokrotnie przeprowadzone całodziennie, cogodzinne pomiary temperatury i wilgotności powietrza w centralnych punktach uzdrowisk przy różnym zachmurzeniu. Pomiary wykonywano metodą marszrutową przy różnych typach pogody w różnych porach dnia. Zgodnie z zasadami tej metody wytyczano trasy pomiarów uwzględniając ukształtowanie i pokrycie terenu oraz możliwości rozbudowy. W kilku, zawsze tych samych punktach wykonywano pomiary temperatury i wilgotności powietrza na poziomie 0,5 i 1,5 m nad powierzchnią gruntu, określono kierunki i prędkości wiatru oraz oceniano zachmurzenie.

W efekcie dokonano próby oceny klimatu lokalnego. części uzdrowisk, określono miejsca mniej lub bardziej korzystne w klimatoterapii jak i dla ewentualnej rozbudowy.

Wynikami badań w Konstancinie, Otwocku i Dziekanowie Leśnym interesowały się Dyrekcje tych uzdrowisk w związku z zamierzoną ich rozbudową.

Przy opracowaniu klimatów lokalnych Otwocka i Dziekanowa Leśnego zastosowano metody kompleksowe – typy pogody wg E. E. Fiedorowa (1925). Opracowano elementy klimatu na podstawie materiałów z miejscowych stacji oraz strukturę klimatu w pogodzie w okresie 5 lat w Otwocku i Dziekanowie Leśnym. Są to pogody: bezchmurne, pochmurne i deszczowe w badanych uzdrowiskach w % dni w roku. Wskaźnikami biometeorologicznymi, które znalazły zastosowanie w opracowaniach klimatycznych podwarszawskich miejscowości uzdrowskich, są temperatura ekwiwalentna i efektywna oraz ochładzanie katatermometryczne.

Ocena klimatu na potrzeby lecznictwa w uzdrowiskach nizinnych (Konstancin, Otwock, Dziekanów Leśny)

Charakterystykę klimatu i bioklimatu Konstancina przedstawiono na podstawie wyników badań zamieszczonych w trzech pracach magisterskich, wykonanych w latach 1972-1977: *Charakterystyka warunków bioklimatycznych Śródmieścia Warszawy i uzdrowiska Konstancin (Okrasa, 1972)*, *Klimat lokalny uzdrowiska Konstancin (Kielak, 1977)* i *Warunki klimatoterapii w uzdrowisku Konstancin (Mateja, 1977)*.

Klimatoterapia zajmuje się ustalaniem warunków klimatycznych skutecznych w walce z chorobami, dającymi się leczyć wyłącznie przy pomocy zmiany klimatu. Zmiana miejsca pobytu chorego jest jednym ze środków leczniczych, właściwych w walce z różnymi schorzeniami. Istotne jest ustalanie optymalnych warunków klimatycznych dla różnych rodzajów przebiegu rekonwalescencji oraz ustalenie, które miejscowości uzdrowiskowe je spełniają. Ustrój człowieka ulega wpływom środowiska zewnętrznego, do którego należą warunki atmosferyczne. Organizm ludzki ciągle jest narażony na bodźce meteorologiczne. Człowiek zdrowy potrafi dostosować się do różnego ich rodzaju i natężenia szybciej niż ludzie chorzy, rekonwalescenci, a także ludzie starsi. Ponieważ jednak organizm ludzki narażony jest w sposób ciągły na bodźce meteorologiczne, poznanie warunków klimatycznych uzdrowisk lub miejsca stałego zamieszkania ludzi, stanowi nieodzowną część badań bioklimatologicznych.

Klimat i bioklimat Konstancina

1. Celem pracy **U. Okrasy (1972)** jest ocena warunków bioklimatologicznych Śródmieścia Warszawy na podstawie danych ze stacji Warszawa-Uniwersytet w 10-leciu 1961-1970 oraz z roku 1970-1971, a także ocena tychże warunków mikroklimatycznych pomieszczeń Sanatorium Reumatologicznego w Uzdrowisku Konstancin w tym samym okresie badawczym (1970/1971).

Warunki bioklimatyczne Śródmieścia Warszawy w 10-leciu 1961-1970 i w 1970/1971 roku zostały scharakteryzowane niektórymi elementami klimatologicznymi oraz wskaźnikami kompleksowymi, które są bardziej adekwatne przy ocenie tychże warunków. O korzystnych cechach klimatu stolicy świadczy przewaga niemeteorotropowych zmian ciśnienia atmosferycznego, przy czym przewaga ich występuje w cieplej porze roku. Zmiany meteorotropowe najczęściej występują w styczniu, a niemeteorotropowe w lipcu. Za dodatnią cechę pod względem potrzeb klimatologii lekarskiej należy uznać występowanie małych kontrastów termicznych. W każdym miesiącu przeważają niemeteorotropowe zmiany termiczne, wyraźna ich przewaga zaznacza się jednak w chłodnym półroczu, a miesiącem najczęstszych meteorotropowych zmian temperatury jest kwiecień. Należy dodać, że organizm ludzki, a w szczególności człowieka chorego nie jest odporny na duże wahania zarówno termiczne jak i baryczne.

Z analizy warunków klimatu odczuwalnego opierając się na wartościach temperatury ekwiwalentnej i efektywnej wynika, że warunki komfortu w cieplej porze roku najczęściej zdarzają się w czerwcu, lipcu i sierpniu. Dni parne zdecydowanie przeważają w lipcu i sierpniu, a dni gorące w lipcu.

Rok 1970/1971 w odniesieniu do średnich wieloletnich 10-lecia 1961-1970 najbardziej różnił się w miesiącach ciepłego półroczu (przede wszystkim w maju, czerwca i sierpnia). Maj 1971 roku odznaczył się zmniejszonym udziałem meteorotropowych zmian ciśnienia atmosferycznego oraz wyjątkowo często występującymi dniami gorącymi.

cymi, w czerwcu zanotowano zwiększoną frekwencję meteorotropowych zmian ciśnienia i warunków przechłodzenia (opierając się na wartościach TE). Sierpień natomiast charakteryzował się częstszym występowaniem dni o zmienności temperatury powietrza ponad 6°C. Ponadto cechowała go dość mała (w porównaniu z 10-leciem) frekwencja stanu przechłodzenia (opierając się na wartościach TEE) i duża częstość warunków suchych ($f < 50\%$).

2. Z badań **M. Kielak (1977)** tj. pomiarów bioklimatycznych w Konstancinie wynika, że nie wszystkie miesiące w roku charakteryzują się warunkami sprzyjającymi leczeniu uzdrowiskowemu i przeprowadzaniu zabiegów klimatoterapeutycznych na świeżym powietrzu. Ze względu na temperaturę powietrza najbardziej sprzyjające do tego celu są miesiące letnie. Charakteryzują się one także mniejszą niż miesiące zimowe zmiennością temperatury z dnia na dzień, mniejszym zachmurzeniem i większą liczbą dni pogodnych, co sprzyja stosowaniu zabiegów helioterapii w tych miesiącach. Miesiące letnie odznaczają się także najmniejszymi wahaniami ciśnienia z dnia na dzień, co z punktu widzenia odczuwalności klimatu i jego bodźcowości jest zjawiskiem korzystnym dla organizmu człowieka.

W okresie lata najmniej sprzyjającymi warunkami bioklimatycznymi wyróżnia się lipiec, w którym najczęściej zdarzają się uciążliwe dla organizmu warunki gorąca i upału oraz warunki parności. W godzinach południowych najczęściej pojawiają się warunki gorąca i upału, a w godzinach wieczornych – warunki parności. W miesiącu tym występuje także największa w roku suma opadu oraz duża liczba dni z opadem, nie sprzyjająca długiemu przebywaniu na świeżym powietrzu. Dodatnią cechą warunków klimatycznych w lipcu jest stosunkowo stabilna sytuacja baryczna, charakteryzująca się niewielkimi zmianami ciśnienia z dnia na dzień, oraz niewielka międzydobowa zmienność temperatury powietrza. Bardziej sprzyjające klimatoterapii są miesiące półrocza ciepłego: maj, czerwiec, sierpień i wrzesień, które odznaczają się znacznie mniejszą częstością występowania warunków gorąca, upału i parności. W sierpniu i we wrześniu panują także dobre warunki nasłonecznienia. Miesiące te charakteryzują się małym zachmurzeniem, dużą liczbą dni pogodnych oraz najmniejszą w roku liczbą dni z opadami.

Spośród miesięcy zimowych najlepszymi warunkami bioklimatycznymi wyróżnia się luty o największym usłonecznieniu (małym zachmurzeniem i dużą liczbą dni pogodnych). Jest to także najsuchszy miesiąc zimowy, wyróżniający się najmniejszymi wartościami ciśnienia pary wodnej w powietrzu i najmniejszą częstością pojawiania się warunków „wilgotno” i „bardzo wilgotno”. Luty jest także miesiącem o najmniejszej w roku sumie opadów i najmniejszej liczbie dni z opadem. Stwarza to warunki sprzyjające przebywaniu na świeżym powietrzu i stosowaniu zabiegów klimatoterapeutycznych odpowiednich w tej porze roku.

Na terenie uzdrowiska można wyróżnić obszary o najbardziej korzystnych warunkach bioklimatycznych. Należy do nich otoczenie sanatorium „Przy Źródle” oraz teren ścieżki zdrowia. Korzystną cechą warunków mikroklimatycznych na tych obszarach jest znaczna suchość powietrza oraz sprzyjające warunki termiczne. Znaczne zalesienie terenu powoduje „złagodzenie” wysokiej temperatury powietrza w godzinach południowych, co ma duże znaczenie zwłaszcza w porze letniej. Możliwe jest zatem przeprowadzenie niektórych zabiegów na świeżym powietrzu (leżakowanie, helioterapia) nawet o tej porze dnia.

Mniej korzystne warunki do leczenia uzdrowiskowego panują w obrębie terenów wiejskich (boisko szkoły w Jeziornie) ze względu na wysokie temperatury powietrza w godzinach południowych (w porze letniej) i częste pojawianie się warunków gorąca

niesprzyjających przeprowadzaniu zabiegów klimatoterapeutycznych o tej porze dnia. Celowe jest wtedy ich przesunięcie na godziny przedpołudniowe lub wieczorne, o mniejszej bodźcowości warunków termicznych. Dolina oraz niektóre obszary dzielnicy willowej charakteryzują się w niektórych porach dnia (godziny ranne lub wieczorne) niekorzystnymi warunkami wilgotnościowymi – zwiększoną zawartością pary wodnej w powietrzu i dużą częstością pojawiania się warunków parności. Należy unikać przebywania chorych w tych godzinach w dolinie i w dzielnicy willowej uzdrowiska.

Poznanie warunków mikroklimatycznych uzdrowiska Konstancin i ich zróżnicowania na tym terenie stwarza możliwości lepszego wykorzystania klimatu lokalnego w celach leczniczych. Uwzględniając różnorodność warunków bioklimatycznych na terenie uzdrowiska należy dążyć do racjonalnego wykorzystania obszarów korzystnych pod względem bioklimatycznym do celów terapeutycznych. Duże możliwości dla lecznictwa uzdrowiskowego stwarzają tereny zalesione, cechujące się łagodnymi warunkami termicznymi, dużą zawartością w powietrzu tlenu i korzystnych dla organizmu substancji lotnych wydzielanych przez drzewa (fitoncydy), suchość podłoża i sprzyjającymi warunkami wilgotnościowymi. Wymienione cechy przemawiają za tym, by na te tereny zwrócić szczególną uwagę w dalszym zagospodarowaniu i przystosowaniu warunków uzdrowiska do celów leczniczo-wypoczynkowych.

3. W pracy B. Matei (1977) wydzielono w Konstancinie także okresy w ciągu roku o warunkach odczuwalnych, w których korzystne jest stosowanie określonych zabiegów klimatoterapeutycznych. Okres „ciepły” trwający od maja do października, w którym można wydzielić 2 podokresy: 1 – z przewagą warunków odczuwalnych „gorąco” obejmujący miesiące letnie: czerwiec, lipiec i sierpień. W porze południowej, kiedy warunki dyskomfortu zdarzają się najczęściej, należy stosować zabiegi seroterapeutyczne nie wymagające dużego wysiłku fizycznego, aby nie doprowadzić do zbyt dużego przegrzania organizmu. Najkorzystniejsze więc jest werandowanie lub leżakowanie w cieniu. Natomiast zabiegi wymagające dużego zużycia energii (gimnastyka lecznicza, gry i zabawy ruchowe, biegi, spacerowanie) należy przesunąć na wczesne godziny ranne i wieczorne, w których występują warunki komfortu termicznego. 2 – z przewagą warunków komfortowych obejmujący maj oraz wrzesień i październik w których to miesiącach nie ma przeciwwskazań do stosowania najróżniejszych form klimatoterapii.

W ciągu całego okresu „ciepłego”, ze względu na panujące w godzinach nocnych komfortowe warunki odczuwalne, korzystne jest zalecanie kuracjom snu przy otwartych oknach. Całodobowa aeroterapia daje korzystne efekty, prowadzi do polepszenia stanu ogólnego chorego, wzbogacenia krwi w tlen, poprawienia pracy układu oddechowego, sercowo-krwionośnego i termoregulacyjnego.

Okres „chłodny” trwający od listopada do kwietnia, w obrębie którego wyróżniają się 2 podokresy: 1 – z dominującymi warunkami dyskomfortu związanymi z dużą utratą ciepła z organizmu, przypadający na miesiące zimowe: listopad, grudzień, styczeń i luty. W tym podokresie najkorzystniejsze są czynne formy odpoczynku, jak spacerowanie, gry ruchowe czy ćwiczenia. Należy dodać, że aeroterapia w chłodnej porze roku ma duże znaczenie, ponieważ chorzy większą część dnia spędzają w pomieszczeniu i w niewielkim stopniu korzystają ze świeżego powietrza. Ponadto okres zimowy sprzyja hartowaniu organizmu. Dawki zabiegów aeroterapeutycznych należy stopniowo zwiększać, aby zapobiec przeziębieniom wynikającym z przechłodzenia organizmu. W warunkach komfortu termicznego tj. w dwóch miesiącach: marzec i kwiecień można rozszerzyć formy zabiegów seroterapeutycznych – do werandowania czy leżakowania.

Na podstawie zróżnicowania warunków odczuwalnych na terenie Konstancina, można wydzielić dzielnice, w których korzystne jest prowadzenie zabiegów klimatoterapeutycznych oraz takie obszary, na których zabiegi te są niewskazane w określonych porach dnia. W północno-zachodniej części Konstancina warunki odczuwalne są niezbyt dogodne dla organizmu. W godzinach rannych występują tu warunki chłodu, szczególnie długo utrzymujące się w dolinie rzeki Jeziorki. Natomiast w południe i w godzinach popołudniowych panuje dyskomfort prowadzący do przegrzania organizmu. Dogodne z punktu widzenia klimatoterapii są tu jedynie godziny wieczorne, w których przeważają warunki komfortu. Należy jednak pamiętać, że o tej porze dnia w dolinie Jeziorki dosyć często pojawia się chłód. Tereny położone na południowo-wschód od „Bazy” posiadają znacznie lepsze warunki klimatoterapii. W godzinach rannych, popołudniowych i wieczornych dominującym stanem odczucia ciepła jest tu komfort. Natomiast dyskomfortowe warunki przegrzania często występują w porze południowej, zaś warunki chłodu – wcześniej rano. Ze względu na amonujący w ciągu dnia komfort, wskazane byłoby usytuowanie na tych terenach urządzeń klimatoterapeutycznych, takich jak boiska do gier i zabaw czy werandy. Należałoby tu również wytyczyć dróżki spacerowe z ławkami, gdyż z dosyć odległej od budynków sanatoryjnych, ścieżki zdrowia nie mogą korzystać wszyscy kuracjusze.

Podsumowując warunki klimatoterapii w Konstancinie w ciągu roku stwierdzono, że najkorzystniejsze warunki odczuwalne występują w maju, wrześniu i październiku. Dlatego w miesiącach tych istnieją duże możliwości stosowania różnorodnych form klimatoterapii. W miesiącach letnich (VI, VII, VIII), w porze południowej ze względu na przewagę dyskomfortowych warunków związanych z wysokimi temperaturami ograniczone są możliwości stosowania czynnych form aeroterapii. Jednakże dosyć duży udział komfortu we wczesnych godzinach rannych i wieczornych pozwala na prowadzenie kinoterapii. Miesiące zimowe (XI, XII, I, II) charakteryzują się dyskomfortowymi warunkami chłodu, w związku z czym mogą być prowadzone przede wszystkim czynne formy aeroterapii. Natomiast werandowanie czy sen przy otwartych oknach może być stosowany w przypadku osób zahartowanych i odpornych na przeziębienia.

O zróżnicowaniu warunków odczuwalnych na terenie Konstancina można ogólnie stwierdzić, że najkorzystniejsze warunki odczuwalne charakteryzują południowo-wschodnią, willowo-sanatoryjną dzielnicę Konstancina. Jej walory dodatkowo podwyższa las mieszany, wzbogacający powietrze w naturalne składniki odżywcze i lecznicze. Dlatego też na terenie tym powinny być lokalizowane urządzenia klimatoterapeutyczne czy też nowe budynki sanatoryjne. Północno-wschodnia część Konstancina ma niezbyt dogodne warunki odczuwalne. W celu ich poprawy korzystne byłoby zadrzewienie terenów znajdujących się na północ od doliny Jeziorki. Szata roślinna przyczyniłaby się do zmniejszenia częstości dyskomfortowych warunków gorąca i tym samym stworzyła możliwości prowadzenia klimatoterapii na tym terenie.

Klimat i bioklimat Otwocka

Cechy klimatu i bioklimatu Otwocka przedstawiono na podstawie wyników badań zamieszczonych w pracy magisterskiej **M. Kopacz (1966)** p.t. *Bioklimat Otwocka* i pracy **P. Kolbe-Sokolik (2001)** p.t. *Zmiany odczucia termicznego w Otwocku w latach 1991-1995* (tytuł wstępnie sformułowany).

Klimat Otwocka badano z uwzględnieniem potrzeb lekarskich i uzdrowiskowych. Jej celem jest określenie i ocena klimatu Otwocka jako ośrodka klimatycznego w zakresie leczenia chorób dróg oddechowych, a głównie gruźlicy. Charakter mikroklimatu, a

zwłaszcza osobliwości klimatu miejscowego odgrywają ogromną rolę przy organizacji leczenia uzdrowskiego, a szczególnie w planowaniu właściwych form klimatoterapii i klimatoprofilaktyki. Znajomość warunków klimatycznych nieodzowna jest również lekarzom dla prawidłowego wyboru uzdrowska i sezonu kuracyjnego, który najlepiej odpowiada stanowi zdrowia i aktualnej odczynowości obronnej ustroju danego chorego. Ważne zatem jest badanie wpływu pogody na przebieg procesów fizjologicznych w organizmie i na objawy patologicznych reakcji przy jej zmianach. Określono strukturę klimatu Otwocka pod względem pogody w okresie 1961-1965 i przedstawiono znacznie poszczególnych klas pogody dla klimatoterapii gruźlicy oraz reakcje chorych na te pogody i ich zmienność. W badaniach zastosowano metodę kompleksową – klas pogód, opracowaną przez Fiedorowa (1925), a udoskonalona i przystosowana do potrzeb klimatologii lekarskiej przez Czubukowa (1948). Taka metoda opracowania klimatu pozwala przedstawić konkretne warunki pogody obserwowane w danym uzdrowsku i ocenić prawdopodobieństwo ich wystąpienia. Daje ona znacznie lepsze możliwości oceny klimatu z punktu widzenia medycyny, niż często stosowana metoda średnich wartości poszczególnych elementów czy metoda klimatologii dynamicznej

1. Podstawą opracowania warunków klimatycznych uzdrowska Otwocka (**M. Kopicz**) były dane ze stacji meteorologicznej w Świdrze (leży w granicach miasta Otwock) z okresu 5-lecia 1961-1965 oraz badania mikroklimatyczne wykonane na terenie sanatorium w okresie lipiec 1965 – marzec 1966.

Z badań wynika, że leczenie klimatyczne w Otwocku można prowadzić we wszystkich porach roku przy zastosowaniu pewnych specjalnych środków mających na celu stworzenie jak najlepszych warunków odczucia ciepła. Człowiek nie może usunąć całkowicie niesprzyjających wpływów pogody ale może np. utworzyć lepsze warunki odczucia ciepła poprzez usunięcie ochładzającego wpływu wiatru. Powinno się również wykorzystywać tylko te pory dnia, w których istnieją warunki komfortu atmosferycznego. Odczucie komfortu zmienia się w ciągu roku, czas trwania tych warunków w ciągu dnia jest różny, w chłodniejszym okresie roku występują one tylko przy pogodzie słonecznej w pełnym słońcu, natomiast w cieplej porze roku – w cieniu. Warunki klimatyczne Otwocka charakteryzują się dużą zmiennością i zróżnicowaniem pogód, mających różne znaczenie klimatoterapeutyczne. Największą zmienność wykazują pogody wczesną wiosną i późną jesienią. Najbardziej stale są natomiast pogody słoneczne w cieplej porze roku oraz mroźne w zimie. Stałość pogody jest bardzo korzystną cechą klimatu, ponieważ nie wymaga od organizmu człowieka dużego nakładu przysposabiającego go do nowych warunków pogodowych.

Niesprzyjającą cechą klimatu jest natomiast występowanie dużych kontrastów termicznych, szczególnie znacznych amplitud dobowych w cieplej porze roku. Jest to cecha klimatu kontynentalnego, wynikające głównie z charakteru podłoża. Nawet łagodzący wpływ lasu nie może zmniejszyć tych kontrastów termicznych. Natomiast przez cały rok utrzymuje się stosunkowo niska wilgotność względna powietrza, która szczególnie latem, przy wysokich wartościach temperatury nie stwarza warunków odczucia parności. Dodatnią cechą klimatu uzdrowska jest również niewielka liczba dni z mgłą oraz stosunkowo niewielka liczba dni z opadem.

Lasy Otwockie są naturalną przeszkodą zmniejszającą prędkość wiatru. Ze względu jednak na to, że nie jest on zbyt gęsty, zapewnia dostateczne przewietrzanie terenu. Piękne krajobrazy podnoszą jeszcze dodatnie walory tego uzdrowska.

Najkorzystniejszy okres do leczenia klimatycznego istnieje od maja do października; wówczas pogody słoneczne stwarzają większe możliwości stosowania kąpeli powietrznych i wykazują najwyższą w ciągu roku powtarzalność. Przeważają w tym cza-

sie warunki komfortu atmosferycznego. W okresie od czerwca do września nie zdarzają się również warunki przegrzania; w takich przypadkach możliwe jest przebywanie na werandach nawet w nocy.

Znaczną jednak częstość wykazują również w tym czasie warunki przechłodzenia. Konieczne jest wówczas stosowanie urządzeń zabezpieczających od ochładzającego wpływu wiatru, które pozwalają na rozszerzenie okresu z korzystnymi warunkami do stosowania kąpieli powietrznych.

2. W pracy wstępnie przygotowanej **P. Kolbe-Sokolik (2001)** przedstawiono również charakterystykę bioklimatu Otwocka w okresie 1991 – 1995, potwierdzającą wyjątkowe warunki klimatyczne tego terenu, korzystnie wpływające na organizm człowieka. Otwock był dawniej znanym ośrodkiem leczenia chorób płuc, dzięki działaniu bodźców biologicznych (olejki eteryczne sosny). Badania przeprowadzono na podstawie wskaźnika biometeorologicznego tj. temperatury efektywnej, która zależy od temperatury i wilgotności powietrza oraz prędkości wiatru. Temperatura efektywna powietrza zmienia się w ciągu dnia. Po porannym minimum (godzina 6), po którym następuje wzrost aż do południowego maksimum (godzina 12) następuje spadek do wieczornego terminu obserwacyjnego (godzina 18.00), a także później. W badanym pięcioleciu największe wartości temperatury efektywnej ($18,7^{\circ}TE$) występują w lipcu o godzinie 12, w pomiarach wieczornych (o godzinie 18) osiągają $17,6^{\circ}TE$, a w porannych (o godzinie 6) zaledwie $14,6^{\circ}TE$. Najniższa średnia 5-letnia temperatura efektywna ($-8,6^{\circ}TE$) była w lutym o godzinie 6, o godzinie 12 wyniosła $-5,5^{\circ}TE$, zaś o godzinie 18 osiągnęła wartość $-6,6^{\circ}TE$.

Przebieg roczny częstości odczuć ciepłych w latach 1991 - 1995 wskazuje, że występują warunki odczucia termicznego w całej skali odczuwalności: od zimna do gorąca. Zmienia się tylko ich częstość w ciągu roku i w porach dnia w poszczególnych latach. Średnio w pięcioleciu miesiącem z największym udziałem komfortu w porze rannej (godzina 6) jest styczeń (47% dni w pięcioleciu). Jednocześnie w tym miesiącu zaznacza się mały udział pozostałych odczuć. Najmniej odczuć komfortu w porannym terminie pomiarowym jest w sierpniu (20%). Miesiącem, w którym w ciągu pięciu lat był największy udział odczuć niekorzystnych ze względu na przegrzanie był lipiec (57%). W tym też miesiącu była najmniejsza w pięcioleciu liczba odczuć związanych z przechłodzeniem (15%). Występowały też okresy w roku, kiedy to o godzinie 6.00 było mniej warunków przegrzania – w miesiącach przejściowych: jesienno-zimowych (wrzesień, październik, listopad) i zimowo-wiosennych (luty, marzec). Miesiącami z największym udziałem warunków odczucia przechłodzenia w porannym terminie pomiarowym, były marzec i październik (75% dni w pięcioleciu).

W południowym terminie pomiarowym najbardziej komfortowym miesiącem w pięcioleciu był luty (55%), natomiast najmniej komfortowym – lipiec (11%). W lipcu też przypada największy w pięcioleciu udział odczuć przegrzania (85%) oraz najmniejszy przechłodzenia (4%). W listopadzie odnotowano najmniejszy udział przegrzania (9%), zaś w grudniu – największy udział przechłodzenia (52%) w pięcioleciu o godzinie 12⁰⁰. W wieczornym terminie pomiarowym trudno wskazać jeden miesiąc z dominacją odczucia komfortu. W pierwszych pięciu miesiącach roku warunki komfortu oscylują w pobliżu 40% dni. Minimum odczuć korzystnych w lipcu (6%), z dominacją warunków przegrzania (89%) i odczucia przechłodzenia (5%). Najmniej przegrzania (5%) i najwięcej przechłodzenia (65%) stwierdzono w listopadzie

Klimat i bioklimat Dziekanowa Leśnego

Warunki klimatyczne Dziekanowa Leśnego (M. Gniadek, 1969) charakteryzują się dużym zróżnicowaniem pogód od 2 do 13- klasy wg klasyfikacji Fiedorowa- Czubukowa. W letniej porze roku największą częstość ma klasa 3 – pogody słoneczne o średniej temperaturze dobowej do 27,4°C i wilgotności >60%, zachmurzeniu poniżej 60% pokrycia nieba (nie uwzględniając wysokiego) i brakiem opadów. Największa frekwencja tej klasy jest we wrześniu (42,6%), czerwcu i lipcu (30% dni) oraz w sierpniu (25%).

Pogody klasy 4 (chmurne dniem i pogodne nocą) występują w ciągu całego roku z większą częstością w miesiącach letnich (czerwiec 16,6%). Podobny przebieg ma klasa 5 (umiarkowanie wilgotna z pogodnym dniem, a chmurną nocą) z większą frekwencją w czerwcu (>14%). Z klas cieplej pory roku zaledwie dwukrotnie w 5 latach obserwowano pogodę słoneczną, gorącą i suchą klasy 2. Większą rolę odgrywają licznie występujące pogody klasy 6 i 7, które charakteryzują się dużym zachmurzeniem w ciągu całej doby, wysokimi średnimi dobowymi temperaturami powietrza do 22,4°C oraz szerokim zakresem wilgotności względnej. Klasy te występują w ciągu całego roku a ich udział w niektórych miesiącach przekracza 50% (maj, listopad). W cieplej połowie roku zdarzają się też pogody przymrozkowe: pochmurne - klasa 8 i słoneczne – 9. W grupie klas mroźnych występowały w badanym 5-leciu klasy: 10, 11 i 12, a tylko 2-krotnie klasa 13.

Największą zmienność wykazują pogody wczesną wiosną i późną jesienią, a najbardziej stałe to mroźne zimą i słoneczne latem. Stałość pogody jest bardzo korzystną cechą klimatu, ponieważ nie wymaga od organizmu człowieka szybkiego przysposobienia się do nowych warunków atmosferycznych. Organizm chorego człowieka nie jest odporny na duże wahania temperatury – kontrasty termiczne. Mniej korzystna w Dziekanowie Leśnym jest duża wilgotnością względną, co w lecie przy wysokich temperaturach stwarza uciążliwe dla człowieka warunki parności.

W pracy porównano też warunki bioklimatyczne miejscowości uzdrowiskowych Dziekanowa Leśnego i Otwocka, w szczególności charakterystykę struktury klas pogody wg warunków odczucia ciepła dla ludzi chorych na gruźlicę. Okazało się że miejscowości te mają bardzo zbliżone warunki klimatoterapeutyczne. Wydaje się, że klimat w Otwocku może być zbyt suchy dla niektórych grup chorych.. Ponadto Dziekanów Leśny wyróżnia się też korzystnie pod względem czystości powietrza. Do walorów Dziekanowa Leśnego należą ładne widoki krajobrazowe i urok Puszczy Kampinoskiej. Lasy sosnowe odświeżają powietrze, są też naturalną przeszkodą, lecz nie zbyt zmniejszającą prędkość wiatru, zapewniając jednocześnie przewietrzanie terenu.

Najkorzystniejszy okres do leczenia klimatycznego istnieje od maja do października, kiedy to pogody słoneczne, sprzyjające klimatoterapii, wykazują największą częstość i stwarzają warunki komfortu atmosferycznego (w miesiącach letnich > 15%, we wrześniu > 20% dni). W okresie od czerwca do września zdarzają się dość często warunki przegrzania podczas dnia a dopiero nocą występujący stan komfortu umożliwia spanie chorych na werandach. Przy warunkach przechłodzenia, które jednak wykazują znaczną częstość konieczne jest stosowanie urządzeń zabezpieczających od ochładzającego wpływu wiatru.

- Solarne i cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Europy
- Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zróżnicowanie cech termicznych klimatu miast Europy
- Wpływ NAO na zróżnicowanie cech opadowych klimatu miast środkowej Euro-

py

- Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na profilach : południkowym i równoleżnikowym.
- Badanie cykliczności i tendencji zmian temperatury powietrza w Europie na podstawie danych dendrologicznych

Dotychczasowe wyniki badań studenckich przyczyniły się głównie do poznania cykliczności i tendencji zmian klimatu Polski (t. XXIII) i Europy (t. XXV) oraz prognozowanych zmian klimatu w XXI wieku. Ponadto badano wpływ miasta na zróżnicowanie klimatu lokalnego na przykładzie Warszawy i okolic (t. XXII i t. XXIV).

6.1. Wpływ urbanizacji na warunki klimatyczne w Warszawie*

Bożena Kicińska, Jolanta Wawer

Odrębność klimatyczna obszarów zurbanizowanych jest spowodowana oddziaływaniem zarówno czynników naturalnych, jak i antropogenicznych. W obszarach tych kształtują się swoiste cechy klimatu, które wyraźnie różnią te tereny od otoczenia.

Aglomeracja Warszawska charakteryzuje się klimatem umiarkowanym przejściowym. Przejściowość ta wyraża się częstymi zmianami rodzajów napływających tu mas powietrza oraz związaną z tym wielką zmiennością pogody z dnia na dzień, z miesiąca na miesiąc i z roku na rok.

Podobnie jak inne obszary miejskie, Warszawę wyróżnia w stosunku do otoczenia: intensywne emisje różnych zanieczyszczeń (z zakładów przemysłowych, zwłaszcza energetycznych, środków transportu oraz urządzeń komunalnych), emisja „sztucznego” ciepła, zróżnicowana struktura i zawartość zabudowy, zmiany w użytkowaniu naturalnych powierzchni (zmniejszenie powierzchni terenów zielonych, drenowanie terenu, budowa ciągów komunikacyjnych). Konsekwencją tych procesów są zakłócenia naturalnej równowagi radiacyjnej i termiczno-wilgotnościowej oraz osłabienie wymiany powietrza. Przejawia się to modyfikacją wartości wielu elementów klimatycznych.

Warunki solarne

Bilans promieniowania i bilans cieplny ulegają w mieście istotnym modyfikacjom. Wynika to przede wszystkim ze zmian czasu insolacji (większe zasłonięcie horyzontu) oraz ze zmian stanu atmosfery (jej przezroczystości) i zachmurzenia.

Do powierzchni gruntu w Warszawie w ciągu roku dociera średnio jedynie 40% promieniowania słonecznego dopływającego do górnej granicy atmosfery. Średnie sumy roczne promieniowania (wielolecie 1961-2000) wynoszą 3538 MJ/m^2 , a wahają się od 3162 do 4014 MJ/m^2 (Lorenc, Mazur 2003). W przebiegu rocznym maksymalne wartości sum promieniowania występują w czerwcu lub lipcu ($571,3 \text{ MJ/m}^2$), a minimalne w grudniu ($45,1 \text{ MJ/m}^2$). Na okres meteorologicznej zimy przypada zaledwie 6% sumy rocznej promieniowania, na lato zaś 46%.

W strukturze promieniowania całkowitego, bezpośrednie promieniowanie słoneczne stanowi w Warszawie 49%, a rozproszone 51% (odpowiednio 1739 MJ/m^2 i 1799 MJ/m^2). W poszczególnych miesiącach proporcje te ulegają wyraźnym wahaniom: od 26% promieniowania bezpośredniego w grudniu do 53% w maju i czerwcu (Lorenc, Mazur, 2003). Jeszcze większe wahania występują w wartościach dobowych promieniowania, bowiem wpływają na nie wyraźnie warunki astronomiczne (kąty padania promieni słonecznych i czas insolacji) oraz wielkość zachmurzenia. Sumy dobowe promieniowania słonecznego w Warszawie wahają się od $0,02 \text{ MJ/m}^2$ do wartości 1600-krotnie większych, a wahania miesięczne wynoszą od $1,5 \text{ MJ/m}^2$ w grudniu do $18,9 \text{ MJ/m}^2$ w czerwcu. Wieloletnia seria pomiarów promieniowania krótkofalowego w Warszawie wskazuje na ponad 20% redukcję sum miesięcznych promieniowania całkowitego zimą i 5-10% latem (Kozłowska-Szczęśna, Podogrocki, 1995).

Okolice Warszawy charakteryzują się dość dużymi wartościami usłonecznienia – 1600 godzin rocznie, czyli 4,5 godziny dziennie. W samym mieście wartości te wahają się od 1580 h/rok na peryferiach do 1450 h/rok w centrum i północno-wschodniej części miasta. Zjawisko skrócenia czasu dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego do powierzchni gruntu w centrum miasta obserwuje się przez cały rok, szczególnie w grudniu i styczniu (o 14%) (Kozłowska-Szczęśna i inni, 1996). Potencjalne usłonecznienie w Warszawie waha się od 243 h w grudniu do 499 h w czerwcu,

zaś średnie rzeczywiste – od 29 h w grudniu do 243 h w lipcu. Zróżnicowanie w poszczególnych miesiącach może być jeszcze większe, ©. w lipcu 1994 r. usłonecznienie wynosiło aż 381 h (Lorenc, Mazur, 2003). Sumy roczne usłonecznienia (95-lecie 1903-1998) zmieniały się od 1241 h w 1952 r. do 1898 h w 1921 r.

Na podstawie długiej serii pomiarów usłonecznienia w Warszawie stwierdza się malejącą tendencję usłonecznienia w tempie 87 h na 100 lat, czyli 0,87 h/rok (Lorenc, Mazur, 2003).

Warunki termiczne

Przebieg roczny temperatury powietrza w Warszawie jest wyraźnie zarysowany. W najchłodniejszym miesiącu (zwykle jest nim styczeń), średnia temperatura powietrza wynosi $-2\text{--}3^{\circ}\text{C}$, w najcieplejszym zaś (zwykle lipcu) – przekracza 18°C , średnia roczna wynosi natomiast ©. $8,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 1).

Pomiary temperatury powietrza w Warszawie zostały zapoczątkowane w 1779 r., co daje podstawę do badania zmian klimatu i oceny postępującego w ostatnich latach ocieplenia (Kozuchowski, 1992).

Stacjonarne obserwacje meteorologiczne na obszarze miasta dają także możliwość zbadania tempa rozwoju wyspy ciepła. Szybka odbudowa i rozbudowa miasta, niemal całkowicie zrujnowanego w czasie II wojny światowej, pozwala śledzić wykształcanie się specyficznych cech klimatu miejskiego. Posłużyć do tego celu może kilka stacji meteorologicznych (fig. 1): śródmiejska stacja Obserwatorium Astronomiczne, stacja Bielany (położona w północnej dzielnicy miasta, obecnie w obrębie zwartej zabudowy), lotniskowa stacja Okęcie (na południowo-zachodnich peryferiach miasta) oraz stacja w Legionowie, na północ od Warszawy. Otoczenie każdej z tych stacji zmieniało się pod wpływem rozwoju zabudowy i terenów zielonych, jednak mimo indywidualnych cech każdego z tych miejsc, prawidłowości zmian klimatycznych związanych z rozwojem „bryły miasta” są dobrze czytelne.

Wieloletnie serie pomiarowe pozwalają zauważyć zwłaszcza ocieplenie, obejmujące w drugiej połowie XX w. obszary wyższych szerokości geograficznych (Degirmendźić i 120n., 2002). Szybka i istotna statystycznie zmiana średniej rocznej temperatury powietrza w Warszawie wynosiła ©. $0,2^{\circ}\text{C}$ na 10 lat (tab. 2). Tak duża jej wartość wynika ze specyfiki rozpatrywanego okresu. Lata 50. Należały do chłodnych (w 1956 r. średnia roczna temperatura powietrza na stacji Obserwatorium Astronomiczne wynosiła tylko $5,6^{\circ}\text{C}$). Z kolei dekada lat 90. XX w. traktowana jest zwykle za najcieplejszą w historii instrumentalnych pomiarów meteorologicznych (w 2000 r. średnia roczna temperatura na stacji Obserwatorium Astronomiczne wynosiła aż $10,1^{\circ}\text{C}$).

W obrębie Aglomeracji Warszawskiej można stwierdzić pewne zróżnicowanie ocieplenia w drugiej połowie XX w. Można je interpretować jako wpływ rozbudowy miasta. Ocieplenie klimatu w mniejszym stopniu zaznaczyło się na południowo-zachodnich krańcach miasta – na stacji Okęcie, gdzie przyrost średniej rocznej temperatury powietrza w ciągu 50-lecia 1951-2000 wynosił $0,8^{\circ}\text{C}$. Silniej zaakcentowane jest ocieplenie w dzielnicach śródmiejskich, gdzie średnia roczna temperatura wzrosła o $1,0\text{--}1,1^{\circ}\text{C}$. Podobna jest wielkość ocieplenia klimatu w Legionowie, reprezentującym północne obrzeża miasta. Zapewne wynika to z częstego wpływu wiatrów z sektora południowo-zachodniego – Legionowo pozostaje wówczas w zasięgu rozwiniętej w jego stronę miejskiej wyspy ciepła.

Ocieplenie zaznaczyło się szczególnie w miesiącach zimowych i wiosennych (styczeń – maj). Wzrost temperatury powietrza na przełomie zimy i wiosny jest z reguły istotny statystycznie. W lutym wzrost średniej miesięcznej temperatury powietrza wynosił $0,7\text{--}0,8^{\circ}\text{C}$ na 10 lat. Odzwierciedla to fakt, że zimy w latach 50. Należały do bar-

dzo ostrych (w lutym 1956 r. średnia temperatura wynosiła $-12,0^{\circ}\text{C}$), pod koniec rozpatrywanego 50-lecia były one natomiast raczej łagodne (pod koniec XX w. wystąpił brak ujemnych średnich miesięcznych wartości temperatury w latach od 1988 do 1990, co oznaczało brak termicznej zimy). W pozostałych miesiącach zmiany średniej temperatury w 50-leciu są niewielkie, w niektórych miesiącach są nawet ujemne, co może wynikać z wpływu rozwoju zadrzewionych terenów w sąsiedztwie stacji.

W miesiącach zimowych charakterystyczny jest większy wzrost temperatury powietrza wewnątrz miasta niż na jego obrzeżach (tab. 2). W rozpatrywanym 50-leciu na Bielanach średnia temperatura powietrza wzrosła w styczniu o $2,7^{\circ}\text{C}$, w lutym aż o $4,1^{\circ}\text{C}$, w marcu o $3,3^{\circ}\text{C}$ (na Okęciu analogiczne, znacznie mniejsze wartości wynoszą $2,3^{\circ}\text{C}$, $3,6^{\circ}\text{C}$ i $2,9^{\circ}\text{C}$).

Jeszcze wyraźniej wpływ rozbudowy miasta na zmianę warunków termicznych zaznacza się w zmianach różnicy między średnią temperaturą powietrza w mieście i na jego peryferiach (tab. 3, fig. 2, 3, 4, 5).

Wyjątkowo wyrazisty przyrost średniej różnicy temperatury powietrza zarysował się między Bielanami i Okęciem. Rozbudowa miasta w kierunku północnym spowodowała, że Bielany ze stacji peryferyjnej szybko stały się stacją miejską, otoczoną zwartą, wysoką zabudową, podczas gdy Okęcie pozostało nadal stacją peryferyjną, otoczoną szarami o głównie niskiej zabudowie. Zmianę tę odzwierciedla wzrost natężenia miejskiej wyspy ciepła na stacji Bielany w stosunku do Okęcia (tab. 3). W rozpatrywanym okresie różnica średniej rocznej temperatury powietrza między Bielanami i Okęciem wzrosła o $0,3^{\circ}\text{C}$ (wzrost ten jest istotny statystycznie, a współczynnik korelacji wynosi aż 0,73). Zmiana różnicy temperatury powietrza w różnym stopniu zaznacza się w poszczególnych miesiącach. Wyjątkowo duża jest od listopada do maja – w latach 1951-2000 średnia różnica temperatury powietrza w tych miesiącach wzrosła aż o $0,3-0,5^{\circ}\text{C}$ (przyrost jest istotny statystycznie, a współczynniki korelacji wynoszą 0,47-0,62). Odstępstwem od tej prawidłowości, tzn. wyraźnego wzrostu różnic między północną dzielnicą Warszawy i jej południowo-zachodnimi krańcami, są zmiany różnicy temperatury powietrza od czerwca do października – znacznie mniejsze i nieistotne statystycznie. Prawdopodobnie jest to wynik rozwoju terenów zielonych w sąsiedztwie stacji bielańskiej, co ogranicza wzrost temperatury powietrza w okresie pełnego ulistnienia drzew.

Znacznie mniej wyraźne są zmiany różnic średniej miesięcznej temperatury powietrza między śródmieściem Warszawy i jej obrzeżami, jeżeli porównywana jest stacja Obserwatorium Astronomiczne z Legionowem, co wynika z indywidualnych cech ich położenia. Stacja Obserwatorium Astronomiczne położona jest w Ogrodzie Botanicznym, w otoczeniu z roku na rok coraz bardziej rozrośniętych drzew, a w ostatnich latach także w niedalekiej odległości od nowego budynku, co sprzyja nagrzewaniu się tego obszaru w warunkach silnej insolacji i utrudnionej wymiany powietrza. Czynniki te mogą powodować lokalne podwyższenie temperatury powietrza, zwłaszcza w sezonie wegetacyjnym (Kossowska-Cezak, 2002). Odzwierciedleniem tego jest fakt, że największa zmiana różnicy średniej temperatury powietrza między Obserwatorium Astronomicznym i Okęciem dotyczy miesięcy letnich.

Najmniejsze zmiany średniej różnicy temperatury powietrza zarysowują się między miastem i jego północnym obrzeżem. Legionowo często podlega wpływowi mas powietrza napływających z nadzwartej bryły miasta, ponadto stacja ta położona jest na wale wydymowym. Z tych względów zmiany temperatury powietrza, jakie nastąpiły tu w 50-leciu 1951-2000, są zbliżone do charakteryzujących stacje miejskie.

Zmiany różnic temperatury powietrza między środkową częścią Warszawy i jej stre-
fą podmiejską nie następowały równomiernie w ciągu całego 50-lecia (tab. 4, 5, 6, fig.
6). W latach 1951-1960 na stacji bielańskiej średnia miesięczna temperatura powietrza
była wyższa niż na Okęciu o 0,1-0,2°C zimą i o 0,3-0,4°C latem (tab. 4). W latach 1961-
1975 zaczęły się wyraźne zmiany. Począwszy od drugiej połowy lat 70. XX w. średnia
temperatura miesięczna na Bielanych jest znacznie wyższa niż na Okęciu – w niektó-
rych miesiącach różnice sięgają 0,7-0,8°C, sporadycznie są nawet jeszcze większe, co
wyraźnie świadczy o narastającym ocieplającym wpływie zabudowy. Relatywnie wyż-
sze są różnice w zimie. Mniejsze wartości różnic w okresie letnim w latach 90. Mogą
świadczyć o wpływie coraz bardziej rozwiniętych kompleksów zieleni w otoczeniu
stacji Bielany. Poza tym charakterystyczne jest stopniowe obniżanie się średniej tempe-
ratury powietrza we wrześniu (fig. 6) – tendencję taką wykazują także inne regiony.

Podobne są tendencje zmiany różnicy temperatury powietrza między Obserwato-
rium Astronomicznym i Okęciem (tab. 5). W tym przypadku wzrost różnicy temperatu-
ry między stacją śródmiejską i podmiejską nastąpił nieco wcześniej, z racji położenia
Obserwatorium w środkowej części miasta, gdzie większe było tempo powstawania
zabudowy zwartej. Już w końcu lat 50. Średnia różnica temperatury między Obserwato-
rium i Okęciem sięgnęła wartości typowych w okresie przedwojennym, tj. ©. 0,4°C
(Kossowska-Cezak, 2002).

Miejska wyspa ciepła tworzy zwykle strukturę komórkową, zależną od wielkości
miasta, układu zabudowy, stopnia zagospodarowania terenu, osobliwości lokalnych
oraz warunków pogodowych. W Warszawie rysuje się dość wyraźnie (fig. 7), ale nie
jest stabilna, lecz okresowa, z różnie zaznaczoną intensywnością oraz rozległością.

Przebieg roczny miejskiej wyspy ciepła ujawnia jej większą intensywność w półro-
czu ciepłym, chociaż wyróżnienie to stopniowo słabnie w rozpatrywanym okresie (fig.
6). W przebiegu dobowym największe zróżnicowanie temperatury powietrza między
miastem i jego obrzeżem występuje wieczorem i nocą (tab. 7 i 8). Bardzo duża inten-
sywność wyspy ciepła, rzędu 8-10°C, może wystąpić w każdej porze roku, szczególnie
jednak zimą (nawet do 11°C w czasie mroźnej, bezwietrznej i bezchmurnej pogody
antycyklonalnej).

Oprócz różnic temperatury, specyfikę warszawskiej miejskiej wyspy ciepła dobrze
oddają inne charakterystyki warunków termicznych. W obrębie miasta jest stale cieplej
i dlatego występuje mniej dni przymrozkowych (nawet o kilkanaście), mroźnych i bar-
dzo mroźnych (o kilka), ale więcej dni gorących i upalnych (o kilka). Ulega też zmianie
długość termicznych pór roku (zimy są krótsze nawet o 2 tygodnie) i wydłuża się okres
wegetacyjny (o kilka dni), co już wcześniej stwierdzili: Wawer (1997) oraz Stopa-
Boryczka i 122n. (2001).

W osłabieniu niekorzystnych warunków związanych z silnym rozwojem miejskiej
wyspy ciepła znaczącą rolę odgrywają pozamiejskie tereny zielone. Napływ powietrza
wzdłuż klinów ciągnących się od nich ku centrum miasta łagodzi warunki termiczne w
dzielnicach śródmiejskich i poprawia panujące w nich warunki aerosanitarne. O ko-
rzystnej roli takich klinów pisano już w 1916 r. (plan T. Tołwińskiego, jednego z popu-
laryzatorów słynnej koncepcji rozwoju miast-ogrodów, zaproponowanej na początku
XX w. przez E. Howarda). Ideę tę udało się częściowo wprowadzić po II wojnie świa-
towej, kształtując niemal od podstaw nowe założenia funkcjonowania miasta. Do naj-
ważniejszych działań zmierzających do realizacji projektu klinów zieleni nawietrzają-
cych miasto należało przeznaczenie Pola Mokotowskiego na tereny zieleni. Jego rozle-
gły obszar stanowi obecnie zakończenie długiego ciągu pasa zieleni wchodzącego w
miasto od południo-zachodu. Inne, mniej rozbudowane, kliny biegną ku centrum miasta

od strony północno-zachodniej oraz wschodniej (fig. 8). Ich wpływ na klimat lokalny w mieście jest nie do przecenienia.

Zasięg miejskiej wyspy ciepła ulega zmianom w zależności od warunków cyrkulacyjnych powietrza. Przeważające wiatry z sektora zachodniego przesuwają wyspę ciepła w kierunku wschodnim, napływ mas powietrza z sektora wschodniego kształtuje sytuację odwrotną. Odzwierciedlają to zmiany różnic między odpowiednimi parami stacji miejskich i pozamiejskich (Kossowska, 1973; Kossowska-Cezak, 1992; Wawer, 1997).

Zależność zasięgu miejskiej wyspy ciepła od warunków cyrkulacyjnych ujawnia się nie tylko w pojedynczych dniach, ale także w średniej temperaturze powietrza z dłuższych okresów. Różnica temperatury powietrza między Obserwatorium Astronomicznym i Okęciem była wyjątkowo duża w pierwszej połowie lat 60. XX w., gdy przeważała cyrkulacja południowo-zachodnia, a następnie zmniejszyła się wraz ze wzrostem częstości cyrkulacji północno-wschodniej (Kossowska-Cezak, 2002). Tym samym czynniki cyrkulacyjne dynamicznie modyfikują rozwój miejskiej wyspy ciepła spowodowanej urbanizacją aglomeracji warszawskiej.

Wilgotność, zachmurzenie i opady atmosferyczne

Średnia roczna wilgotność względna powietrza w obrębie Aglomeracji Warszawskiej w latach 1966-1995 wynosiła 80%, najniższa była w maju (72%), najwyższa – w listopadzie i grudniu (89%).

Wilgotność powietrza w mieście jest niższa niż na terenach pozamiejskich. Największe różnice przypadają na miesiące letnie, kiedy sięgają 9%, zimą spadają zaledwie do 1-2% (Kozłowska-Szczęśna i inni, 1996, 2001). Należy jednak dodać, że w poszczególnych częściach miasta, w zależności od struktury zabudowy, udziału zieleni i charakteru podłoża, zróżnicowanie wilgotności powietrza jest znacznie większe.

Średnie roczne zachmurzenie w mieście wynosi 62-66%, najmniejsze występuje od maja do września (50-58%), znacznie większe – od listopada do lutego (70-80%) (wartości średnie z różnych okresów wieloletnich drugiej połowy XX w.).

W Warszawie uwidacznia się niewielki (4%) wzrost zachmurzenia nad obszarami śródmiejskimi w stosunku do peryferii (Kossowska-Cezak, 1978, Stopa-Boryczka i in., 2001). W centrum mniej jest dni pogodnych (średnio o 5 w roku), a więcej pochmurnych (o ©. 20).

Środkowa część Niziny Mazowieckiej, w której położona jest Warszawa, to obszar dość ubogi w opady atmosferyczne. Średnie roczne sumy opadów w latach 1951-2000 wynosiły 510-570 mm. Większość opadów występuje w półroczu ciepłym, zwłaszcza latem (na tę porę roku w pięćdziesięcioleciu 1951-2000 w poszczególnych punktach pomiarowych przypadało aż 36-40% sumy rocznej). Charakterystyczna jest wielka zmienność opadów w czasie – w 50-leciu 1951-2000 na reprezentatywnej stacji Bielany najuboższym w opady rokiem był 1951 (z sumą roczną 345 mm), najbogatszymi – lata 1970 i 1981 (z sumami rocznymi odpowiednio 789 i 799 mm) (fig. 9). Jeszcze większą zmiennością cechują się poszczególne miesiące, zwłaszcza jesienne. W październiku 1951 r. suma opadów wyniosła zaledwie 0,2 mm, natomiast listopad 1975 r. był całkowicie suchy. Najwyższe sumy opadów w październiku i listopadzie w 50-leciu wynosiły odpowiednio 151,4 mm (w 1974 r.) i 107,2 mm (w 1952 r.).

Warunki opadowe na analizowanym obszarze są także bardzo zróżnicowane przestrzennie. Wyjątkowo jaskrawo uwidacznia się to w poszczególnych dniach, ale nawet w średnich wartościach z wielolecia prawidłowość ta jest dobrze czytelna (fig. 10). Średnie sumy miesięczne opadów atmosferycznych w obrębie miasta i na stacjach poło-

zonych w jego otoczeniu różnią się o kilka-kilkanaście mm, a różnice średnich sum rocznych sięgają 60 mm (10-12%).

Wielokrotnie w badaniach z zakresu wpływu miasta na klimat dowodząco wzrostu sum opadów, co tłumaczono dynamicznym oddziaływaniem przeszkody, jaką stanowi zabudowa, na drodze przemieszczających się mas powietrza, prądami konwekcyjnymi generowanymi przez silnie nagrzane podłoże oraz zwiększeniem ilości jąder opadów 124n124ie124er124cji ponad miastem. Sieć punktów dokonujących ciągłych pomiarów opadów 124n124ie124errycznych w Warszawie i strefie podmiejskiej w 50-leciu 1951-2000 składa się zaledwie z kilku punktów, dlatego ocena wpływu miasta na warunki opadowe może być jedynie przybliżona.

O wpływie miasta na zwiększenie sum opadów może świadczyć charakterystyczna zmiana różnicy między średnimi sumami miesięcznymi opadów na rozpatrywanych punktach pomiarowych (fig. 10). W półroczu chłodnym stacją o najwyższych sumach opadów jest Zakroczym, położony na zachód od Warszawy, a więc po stronie dowietrznej w stosunku do przeważających deszczonośnych mas powietrza. Sytuacja ta zmienia się w półroczu ciepłym, gdy najwyższymi sumami opadów wyróżniają się stacja śródmiejska Bielany oraz Góra Kalwaria, położona znacznie dalej na południe. To relatywne podwyższenie sum opadów na stacji śródmiejskiej może być wynikiem wzrostu udziału opadów konwekcyjnych, typowych w cieplej połowie roku. Wzrost zachmurzenia konwekcyjnego oraz opadów takiego pochodzenia często uważa się za specyficzną cechę klimatu miasta.

Kolejnym świadectwem wpływu bryły miasta na wzrost opadów atmosferycznych może być fakt wyraźnie większych w ciągu całego roku opadów atmosferycznych na Bielanych niż na Okęciu. Różnica średnich sum rocznych opadów na tych dwu stacjach wynosi w 50-leciu 1951-2000 niemal 40 mm.

Zestawienie miesięcznych sum opadów w Warszawie i na stacjach peryferyjnych w latach 1951-2000 nie pozwoliło stwierdzić istotnej statystycznie zmiany relacji tych sum w latach 1951-2000. Tak ©. współczynnik determinacji, odnoszący się do zmian w ciągu 50-lecia stosunku rocznych sum opadów na Bielanych i Okęciu, wynosi zaledwie 0,018.

Zróżnicowanie opadów w mieście i strefie peryferyjnej zostało przedstawione przez Z. Kaczorowską (1967). Na podstawie wyników pomiarów dokonywanych w 76 punktach w latach 1956-1960 autorka dokonała wszechstronnej analizy rozkładu przestrzennego opadów i stwierdziła ich ogromną zmienność (sumy roczne wynosiły od 462 mm w Legionowie do 602 w okolicach Pruszkowa). W późniejszych pracach (H. Lorenc, 1978, 1991) stwierdzono ©. bardzo wyraźny, dynamiczny wpływ miasta na występowanie opadów, ujawniający się ©. występowaniem maksimum opadów po zachodniej (zwykle dowietrznej) stronie oraz wyraźnego „przeskoku chmury przez 124n124sto”, z drugorzędym maksimum po stronie wschodniej (zawietrznej). Przypuszcza się, że maksimum opadów w prawobrzeżnej Warszawie jest potęgowane najintensywniejszą emisją pyłu w tej części miasta.

Badania pola opadów w latach 1976-1985 wskazały na bardzo duże (rzędu niemal 100 mm) różnice w sumach rocznych opadu na obszarze Warszawy (fig. 11). Najuboższa w opady jest południowo-zachodnia część miasta (Warszawa Okęcie 510 mm), najbogatsze – dzielnice wschodnie i zachodnie (ponad 600 mm). W śródmieściu Warszawy (poza obszarem doliny Wisły) występuje średnio o 40 dni z opadem więcej niż na północy i południu miasta. Więcej jest też dni z opadem ulewnym, burzowym. Oprócz układu zabudowy miasta istotną modyfikację zróżnicowania przestrzennego

warunków opadowych wprowadza dolina Wisły – ©. wyraźnie najmniejsze jest tu prawdopodobieństwo występowania deszczu ulewnego (Lorenc, Mazur, 2003).

Warunki anemometryczne

Warszawa z racji swego położenia na obszarze nizinnym jest otwarta na swobodny dopływ powietrza ze wszystkich kierunków. Na peryferiach miasta (Okęcie) najczęściej wieje wiatr z sektora zachodniego. Jego udział wynosi aż 46,3%, przy czym na wiatr zachodni przypada 25,3% (dane z lat 1966-1995). Dość częste są wiatry południowo-wschodnie (14,1%), wschodnie (12,3%) i południowe (12,0%). Najrzadziej występuje wiatr z kierunku północno-wschodniego (5,8%), ciszę stanowią zaś 2,6%.

Wewnątrz miasta kierunek wiatru ulega pewnym modyfikacjom. Mniejszy jest tu udział wiatrów zachodnich, wschodnich i południowo-wschodnich, a większy – południowo-zachodnich, północnych i północno-wschodnich. Kierunki wiatru generowane są układem urbanistycznym i rzeźbą terenu.

Średnia roczna prędkość wiatru na peryferiach miasta wynosi 4,1 m/s, w centrum w kompleksie zieleni parkowej – 1,7 m/s. Wewnątrz miasta wiatr ulega wyciszeniu nawet o 40% (Lorenc, Mazur 2003). W mieście jest zatem więcej cisz, wiatrów bardzo słabych i słabych (do 5 m/s).

Wewnątrz miasta typowe jest powstawanie lokalnych prądów powietrza, generowanych różnym stopniem nagrzania poszczególnych jego fragmentów, a sterowanych układem zabudowy oraz terenów zieleni. Szczególną rolę w systemie tych lokalnych prądów powietrza odgrywa tzw. bryza miejska, czyli wiatr wnikający w obszar zabudowy ze strefy otaczającej. Poprawia on warunki aerosanitarne panujące w mieście, powodując napływ czystszych mas powietrza oraz wynosząc ponad zabudowę zanieczyszczenia powietrza. Główne szlaki napływu powietrza z terenów podmiejskich wyznaczają kliny zieleni wchodzące w zabudowę miasta. Ponadto bardzo istotną rolę w wentylacji obszaru miejskiego odgrywa dolina Wisły, będąca swoistym kanałem odprowadzającym zanieczyszczenia powietrza. W mniejszej skali przestrzennej duże znaczenie może mieć efekt tunelowy, tworzący się tam, gdzie układ ulic lub zabudowy wymusza silniejszy przepływ powietrza między przeszkodami terenowymi. Efekt ten sprzyja wynoszeniu zanieczyszczeń zwłaszcza wzdłuż głównych ciągów komunikacyjnych, ale w bocznych ulicach mogą się tworzyć strefy cizy i zastoiska zanieczyszczonego powietrza.

Zanieczyszczenie powietrza

Systematyczne pomiary stężenia różnych substancji chemicznych decydujących o zanieczyszczeniu powietrza w mieście i jego otoczeniu są prowadzone dopiero od lat 90. XX w. Najpełniejsze serie codziennych danych mają dwa punkty pomiarowe włączone do sieci podstawowej monitoringu zanieczyszczeń powietrza. Jeden z nich znajduje się w śródmieściu, drugi zaś w dzielnicy zachodniej, na osiedlu Jelonki (fig. 1).

Pomiary te dowodzą, że zanieczyszczenie powietrza w Warszawie jest wyższe w stosunku do tła (stacji położonych w mniejszych miastach i na terenach pozamiejskich regionu), ale nie osiąga wartości notowanych w silnie uprzemysłowionych miastach Europy Środkowej i Zachodniej.

Najważniejszym źródłem zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki (SO₂) są zakłady przemysłu energetycznego oraz inne obiekty przemysłowe i komunalne, w których spalane są paliwa kopalne. Dlatego też średnie stężenie tego gazu jest znacznie większe w chłodnej połowie roku (sezon grzewczy). Zanieczyszczenie dwutlenkiem siarki jest wyraźnie większe w śródmieściu niż w dzielnicy peryferyjnej, największe różnice zaznaczają się w miesiącach zimowych. Jednak nawet zimą tylko czasami śred-

nie dobowe stężenie SO_2 w Warszawie przekracza 140-150 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Sytuacje takie mają miejsce głównie wtedy, gdy nad środkową częścią Polski utrzymuje się mroźny zimowy wyż baryczny. Większemu zanieczyszczeniu powietrza sprzyja też, zwłaszcza zimą, napływ mas powietrza z kierunków południowo-wschodniego i wschodniego. Wyjątkowo korzystne jest natomiast występowanie zachodniego i północno-zachodniego kierunku wiatru, ponieważ w takiej sytuacji rolę filtra oczyszczającego powietrze napływające nad Warszawę spełnia rozległa Puszcza Kampinoska. Duży udział wiatru z sektora zachodniego można uznać zatem za korzystny dla warunków aerosanitarnych w mieście.

Znaczne ilości dwutlenku azotu (NO_2) pochodzą z zakładów energetycznych miasta, ale duży jest także udział środków transportu. Dlatego też rytm roczny zmian stężenia dwutlenku azotu jest znacznie mniej wyrazisty w porównaniu do zmian stężenia dwutlenku siarki. Średnie stężenie dwutlenku azotu jest zwykle większe niż stężenie dwutlenku siarki, jego ekstremalne wartości są natomiast stosunkowo niskie – sporadycznie osiągają 90 $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

Rytm zmian średniego dobowego stężenia obydwu zanieczyszczeń w kolejnych dniach tygodnia wykazuje istotne różnice. Stężenie dwutlenku azotu wykazuje wyraźne zmiany w ciągu tygodnia (z minimum w niedzielę i sobotę), stężenie dwutlenku siarki jest bardziej wyrównane. Ten charakterystyczny rytm tygodniowy zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem azotu wynika z tygodniowego rytmu intensywności ruchu drogowego, zwłaszcza dużych pojazdów.

W latach 1993-1999 nastąpił spadek średniego rocznego stężenia dwutlenku siarki. Średnie roczne stężenie dwutlenku azotu nie wykazuje tak wyraźnych prawidłowości zmian, chociaż w ostatnich latach omawianego okresu było ono mniejsze niż na jego początku.

W odległości 80 km od śródmieścia miasta w kierunku południowo-wschodnim jest położona Stacja Badawcza Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Jarczewie, objęta programem EMEP. Dostarcza ona informacji o poziomie tła stężenia różnych substancji w powietrzu. Jak wynika z porównania stężenia SO_2 i NO_2 w śródmieściu Warszawy oraz na tej stacji, średnie miesięczne stężenie dwutlenku siarki w śródmieściu w miesiącach zimowych jest wyższe o $\approx 30 \mu\text{g}/\text{m}^3$, latem jednak różnica ta jest mniejsza niż 10 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Różnica średniego stężenia dwutlenku azotu w mieście i w Jarczewie w ciągu całego roku wynosi najczęściej 25-30 $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

Również pomiary innych zanieczyszczeń charakterystycznych pozwalają stwierdzić, że zanieczyszczenie powietrza w Warszawie jest mniejsze w porównaniu do wielu 126-nych aglomeracji.

Zanieczyszczenie powietrza w śródmieściu tlenkiem węgla (CO) w ostatnich latach wyraźnie maleje. Średnie roczne stężenie tlenku węgla w 2000 i 2001 r. wynosiło odpowiednio 0,576 i 0,616 mg/m^3 , czyli było ono niemal o połowę mniejsze niż w 1996 r. (1,003 mg/m^3). Znacznemu spadkowi uległy najczęściej notowane wartości stężenia tego zanieczyszczenia: w latach 1996-1997 najczęściej występowało stężenie tlenku węgla rzędu 1000-1100 mg/m^3 , a w roku 2000 – już tylko 400-500 mg/m^3 .

Maleje także zanieczyszczenie powietrza pyłem. W 2001 r. średnie roczne stężenie pyłu zawieszonego wynosiło w centrum miasta 36,9 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, podczas gdy jeszcze w 1996 r. było ono równe 58,8 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. W ostatnich latach widoczny jest wyraźny spadek częstości wysokich wartości średniego dobowego stężenia pyłu zawieszonego. Wartość 125 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (dopuszczalna według polskich norm prawnych) była w 1996 r. przekroczona 10 razy, w 1997 r. – 6 razy, w 1998 r. – 3 razy, a od 2000 r. ani razu nie zanotowano przekroczenia tej wartości.

W śródmieściu oraz na stacji meteorologicznej Bielany raz na dobę mierzy się także stężenie ozonu w przygruntowej warstwie powietrza. Jego średnia wartość w latach 1996 i 2000 wynosiła odpowiednio: 36 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ i 44 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Większe stężenie ozonu występuje od marca do września, niższe zaś od listopada do stycznia. Najwyższą średnią miesięczną na stacji śródmiejskiej wyróżnił się maj 2000 r. (68 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), na Bielanach zaś marzec 1996 r. (74 $\mu\text{g}/\text{m}^3$). Najniższe średnie miesięczne wartości wystąpiły w grudniu 2000 r. (śródmieście 12 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ i Bielany – 11 $\mu\text{g}/\text{m}^3$). Maksymalne stężenie 1-godzinne osiągnęło 264 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (w czerwcu 2000 r. na Bielanach). Należy dodać, że tak duże stężenie ozonu w mieście nie jest częste (Lorenc, Mazur, 2003). Występuje ono zazwyczaj przy bezwietrznej, cieplej pogodzie, panującej w czasie oddziaływania cyrkulacji antycyklonalnej, z napływem mas powietrza polarnego morskiego starego lub mas powietrza zwrotnikowego z sektora południowo-wschodniego albo wschodniego (Jatczak, 2000).

Literatura

- Degirmendźić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, *Uwarunkowania cyrkulacyjne zmienności temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951-2000*, Przegląd Geofizyczny, nr 1-2,
- Jatczak K., 2004, *Wpływ warunków pogodowych na wysokie stężenie ozonu w śródmieściu Warszawy (1996-2000)*, Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii WgiSR UW,
- Kaczorowska Z., 1967, *Opady Wielkiej Warszawy i jej okolic w okresie 1956-1960*, Przegląd Geofizyczny t.12, nr 3-4
- Kicińska B, Wawer J. 2005, Urban climate 8. Weather and air conditions, w: Urban Sprawl Warsaw Agglomeration case study (red. M. Gutry-Korycka), Wyd. WGSR
- Kossowska-Cezak U., 1978, *Próba określenia wpływu zabudowy miejskiej na wielkość zachmurzenia (na przykładzie Warszawy)*, Prace i Studia IGUW, seria Klimatologia, z.10,
- Kossowska-Cezak U., 2000, *The differences of air temperature between the downtown and the peripheries of Warsaw in the year 1933-1998*, Miscellanea Geographica, t.9,
- Kossowska-Cezak U., 2002, *Zmiany różnicy temperatury powietrza między śródmieściem a peryferiami Warszawy od 1933 do 2000 roku*, Przegląd Geofizyczny, nr 3-4,
- Kozłowska-Szczęsna T., Podogrocki J., 1995, *Antropogeniczne zmiany warunków radiacyjnych w Warszawie*, w: Kłysik K., (red.), *Klimat i bioklimat miast*, Łódź,
- Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Atlas Warszawy*, z.4, Środowisko fizycznogeograficzne – niektóre zagadnienia,
- Kozłowska-Szczęsna T., Krawczyk B., Błażejczyk K., 2001, *Charakterystyczne cechy klimatu Warszawy*, w: *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, Prace Geograficzne IgiPZ PAN nr 180,
- Kożuchowski K., 1992, *Klimat termiczny Warszawy na podstawie pomiarów od 1979r.*, Przegląd Geofizyczny, t.64, nr 1-2,
- Lorenc H., 1978, *Opady ulewne i nawałne na obszarze Warszawy*, Przegląd Geofizyczny, z.4,
- Lorenc H., 1991, *Wpływ urbanizacji Warszawy na zmienność opadów atmosferycznych*, Wiadomości OMGW, nr 1-4,
- Lorenc H., Mazur A., 2003, *Współczesne problemy klimatu Warszawy*, IMGW, Warszawa,
- Stopa-Boryczka M., Kopacz-Lembowicz M., Wawer J., 2001, *Klimat Warszawy w pracach Zakładu Klimatologii UW*, w: *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, Prace Geograficzne IgiPZ PAN nr 180,
- Wawer J., 1997, *Miejska wyspa ciepła w Warszawie*, Prace i Studia Geograficzne WGSR UW t.20,
- Urban Sprawl. Warsaw Agglomeration, case study, 2005, (red. M. Gutry-Korycka), Wyd. UW, Warszawa
- * Opracowanie wykonano w ramach V ramowego Programu Unii Europejskiej Urbs Pandens (projekt Urban Sprawl: Sprawl Patterns, Environmental Degradation and Sustainable Development)

* Opracowanie wykonano w ramach V ramowego Programu Unii Europejskiej Urbs Pandens (projekt Urban Sprawl: Sprawl Patterns, Environmental Degradation and Sustainable Development)

Tabela 1 Średnia temperatura powietrza na stacjach miejskich i zamiejskich w okresie 1951-2000
Table.1. Mean air temperature (°C) at urban and suburban weather stations in the period 1951-2000

Weather station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
Bielany	-2.3	-1.6	2.2	8.3	13.9	17.4	18.8	18.1	13.6	8.7	3.3	-0.3	8.4
Observatory	-2.4	-1.6	2.2	8.3	13.9	17.3	18.7	18.1	13.5	8.6	3.3	-0.4	8.3
Okecie	-2.7	-2.0	1.8	7.8	13.4	16.8	18.2	17.6	13.2	8.2	3.0	-0.7	7.9
Legionowo	-2.7	-2.0	1.8	7.9	13.6	17.2	18.6	17.8	13.2	8.2	3.0	-0.7	8.0

Tabela2. Zmiany temperatury powietrza na stacjach miejskich i zamiejskich w okresie 1951-2000 (pogrubiono współczynniki korelacji istotne na poziomie 0,05 , N=50)

Table.2.. Change in air temperature at the urban and suburban weather stations in 1951-2000 (**bold** is used to distinguish correlation coefficients statistically significant at the level of significance; N = 50.

Station	Bielany		Astronomical Observatory		Okecie		Legionowo	
Months	coefficient		coefficient		coefficient		coefficient	
	regression	correlation	regression	correlation	regression	correlation	regression	correlation
I	0.05401	0.233	0.04947	0.219	0.04557	0.199	0.05418	0.220
II	0.08114	0.319	0.07441	0.301	0.07150	0.282	0.08290	0.313
III	0.06657	0.366	0.05995	0.345	0.05761	0.332	0.05924	0.334
IV	0.03024	0.259	0.02727	0.238	0.02286	0.203	0.02648	0.231
V	0.03705	0.332	0.03511	0.325	0.03092	0.286	0.03414	0.306
VI	-0.01096	-0.124	-0.00657	-0.077	-0.01411	-0.162	-0.00952	-0.109
VII	-0.00112	-0.010	0.00246	0.023	-0.00436	-0.039	-0.00302	-0.027
VIII	0.01085	0.119	0.01424	0.158	0.00840	0.094	0.00963	0.109
IX	-0.01311	-0.130	-0.00928	-0.095	-0.00977	-0.103	-0.01225	-0.124
X	0.00453	0.048	0.00283	0.031	0.00185	0.020	0.00157	0.016
XI	-0.01184	-0.083	-0.01333	-0.095	-0.02123	-0.150	-0.01833	-0.129
XII	0.00634	0.039	0.00542	0.034	-0.00270	-0.016	0.00080	0.005
Year	0.02114	0.350	0.02016	0.349	0.01555	0.269	0.02140	0.346

Tabela 3. Zmiany różnic średniej temperatury powietrza między stacjami miejskimi i zamiejskimi

Table.3.. Changes in differences in mean air temperature between urban and suburban weather stations, 1951-2000

Months	Bielany-Okecie		Astr. Observatory-Okecie		Bielany-Legionowo	
	coefficient		coefficient		coefficient	
	regression	correlation	regression	correlation	regression	correlation
I	0.00844	0.506	0.00390	0.261	0.00480	0.312
II	0.00965	0.564	0.00291	0.165	0.00580	0.382
III	0.00896	0.617	0.00233	0.171	0.00775	0.643
IV	0.00738	0.551	0.00440	0.316	0.00376	0.276
V	0.00613	0.474	0.00419	0.251	0.00291	0.165
VI	0.00315	0.258	0.00754	0.424	-0.00144	-0.093
VII	0.00324	0.267	0.00683	0.417	0.00190	0.163
VIII	0.00245	0.184	0.00584	0.380	0.00122	0.104
IX	-0.00335	-0.226	0.00048	0.031	-0.00086	-0.061
X	0.00268	0.190	0.00098	0.058	0.00296	0.198
XI	0.00940	0.606	0.00790	0.584	0.00649	0.553
XII	0.00904	0.561	0.00812	0.483	0.00554	0.450
Year	0.00560	0.726	0.00462	0.458	0.00287	0.320

Tabela 4. Różnice średniej temperatury powietrza między stacjami Bielany i Okęcie, 1951-2000
Table.4. Differences between the mean air temperatures at the stations in Bielany and Okęcie, 1951-2000

Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
1951	0.2	0.1	0.1	0.5	-0.1	0.5	0.4	0.3	0.3	0.0	0.2	0.1	0.2
1952	0.2	0.2	0.0	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.1	0.0	0.0	0.2	0.2
1953	0.2	0.0	0.1	0.5	0.5	0.3	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.2	0.3
1954	0.0	-0.2	0.4	0.2	0.1	0.4	0.2	0.3	0.5	0.4	0.2	0.0	0.2
1955	0.2	0.4	0.1	0.3	0.6	0.5	0.4	1.0	0.8	0.5	0.2	-0.1	0.4
1956	-0.1	0.2	0.1	0.0	0.6	1.0	0.4	0.3	0.6	0.3	0.0	-0.1	0.3
1957	0.0	0.2	0.0	0.4	0.4	0.6	0.7	0.4	0.3	0.5	0.3	0.2	0.3
1958	0.1	0.0	0.3	-0.1	0.4	0.4	0.8	0.6	0.8	0.4	0.0	0.1	0.3
1959	0.1	0.4	0.4	0.5	0.4	0.7	0.6	0.4	0.6	1.0	0.1	0.1	0.4
1960	0.5	0.2	0.1	0.3	0.4	0.4	0.4	0.8	0.6	0.4	0.4	0.2	0.4
1961	0.6	0.3	0.2	0.5	0.6	1.0	0.6	0.4	0.4	0.9	0.3	0.5	0.5
1962	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.8	0.5	0.4	0.3	0.5	0.2	0.1	0.4
1963	0.3	0.7	0.2	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.4	0.3	0.0	0.7	0.5
1964	0.3	0.2	0.0	0.6	0.7	0.7	0.8	0.2	0.5	0.3	0.1	0.4	0.4
1965	0.4	0.4	0.6	0.3	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.1	0.3	0.5
1966	0.2	0.4	0.2	0.4	0.6	0.8	0.4	0.5	0.1	0.3	0.3	0.2	0.4
1967	0.2	0.4	0.4	0.1	0.5	0.6	0.8	0.5	0.3	0.4	0.4	0.1	0.4
1968	0.5	0.2	0.6	0.7	0.3	0.8	0.8	0.4	0.0	0.4	0.2	0.8	0.5
1969	0.7	0.2	0.2	0.5	0.6	0.8	0.7	0.2	0.5	0.7	0.2	0.1	0.4
1970	0.3	0.7	0.4	0.2	0.6	0.6	0.4	0.4	0.5	0.3	0.1	0.0	0.4
1971	1.0	0.1	0.3	0.3	0.7	0.4	1.1	0.8	0.4	0.2	0.1	0.1	0.5
1972	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.6	0.6	0.3	0.4	0.3	0.2	0.8	0.4
1973	0.6	0.3	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5
1974	0.4	0.4	0.2	0.4	0.3	0.5	0.6	0.5	0.8	0.2	0.7	0.4	0.4
1975	0.5	0.2	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.8	1.0	0.3	0.6	0.5	0.6
1976	0.1	0.5	0.3	0.3	0.7	0.7	0.6	0.6	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4
1977	0.6	0.4	0.5	0.4	0.7	0.7	0.6	0.2	0.2	0.6	0.4	0.4	0.5
1978	0.4	0.9	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.8	0.3	0.5	0.5	0.2	0.6
1979	0.5	1.0	0.5	0.3	0.9	0.9	0.6	0.4	0.6	0.7	0.3	0.5	0.6
1980	0.8	0.2	0.1	0.6	0.5	0.6	0.4	0.5	0.5	0.3	0.2	0.5	0.4
1981	0.6	0.4	0.5	0.7	0.8	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	0.2	0.6	0.5
1982	0.4	0.4	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	0.9	0.3	0.6
1983	0.3	0.8	0.6	0.8	0.8	0.9	0.8	0.6	0.5	0.6	0.7	0.9	0.7
1984	0.3	0.3	0.4	0.7	0.7	0.9	0.8	0.9	0.2	0.6	0.6	0.5	0.6
1985	0.8	0.8	0.3	0.6	0.8	0.7	0.8	0.7	0.5	0.6	0.4	0.4	0.6
1986	0.4	0.3	0.6	0.5	0.8	0.6	0.8	0.8	0.2	0.9	0.6	0.5	0.6
1987	0.2	0.6	0.2	0.5	0.7	0.7	0.8	0.7	0.5	0.4	0.4	0.2	0.5
1988	0.5	0.4	0.4	0.8	0.5	0.7	0.9	0.7	0.5	0.4	0.5	0.2	0.5
1989	0.4	0.4	0.7	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5
1990	0.4	0.8	0.6	0.7	0.6	0.8	0.5	0.5	0.4	0.7	0.5	0.5	0.6
Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
1991	0.6	0.8	0.4	0.6	0.5	0.7	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.6	0.5
1992	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4	0.6	0.6	0.6
1993	0.6	0.6	0.8	0.6	0.3	0.4	0.5	0.6	0.3	0.5	0.5	0.4	0.5
1994	0.6	0.5	0.5	0.7	0.6	0.8	0.4	0.7	0.7	0.7	0.5	0.6	0.6
1995	0.6	0.5	0.5	0.5	0.7	0.8	0.7	0.4	0.2	0.8	0.6	0.6	0.6
1996	0.0	0.2	0.4	0.4	0.7	0.7	0.8	0.3	0.1	0.3	0.3	0.4	0.4
1997	0.4	0.6	0.6	0.7	0.5	0.8	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
1998	0.8	0.5	0.3	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.2	0.4	0.3	0.5	0.5
1999	0.8	0.7	0.8	0.5	0.6	0.3	0.5	0.6	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5
2000	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.8	0.7	0.4	0.0	0.3	1.0	0.6	0.5
1951-2000	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5

Tabela 5. Różnice średniej temperatury powietrza między stacjami Obserwatorium Astronomiczne i Okęcie, 1951-2000

Table.5. Differences between average air temperature at the weather stations of the Astronomical Observatory and Okęcie, 1951-2000

Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
1951	0.2	-0.1	0.2	0.5	0.1	0.3	0.4	0.0	0.2	0.1	-0.1	0.1	0.2
1952	0.1	0.4	0.1	0.2	0.4	0.4	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2
1953	0.5	0.4	0.3	0.5	0.6	0.0	0.2	0.4	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3
1954	0.3	0.1	0.4	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.5	0.2	-0.1	0.2
1955	0.1	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2	0.4	0.5	0.3	0.0	-0.1	0.2
1956	0.0	0.5	0.2	0.1	0.5	0.6	0.2	0.3	0.4	0.3	0.0	-0.1	0.3
1957	0.0	0.1	0.0	0.5	0.2	0.5	0.4	0.3	0.2	0.4	0.1	0.1	0.2
1958	0.2	0.1	0.5	0.1	0.5	0.5	0.8	0.6	0.7	0.3	0.0	0.1	0.4
1959	0.3	0.3	0.3	0.5	0.7	0.6	0.6	0.5	1.0	0.9	0.3	0.0	0.5
1960	0.2	0.2	0.0	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.2	0.2	0.1	0.3
1961	0.4	0.2	0.3	0.6	0.7	0.9	0.7	0.5	0.5	0.5	0.2	0.4	0.5
1962	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5	0.7	0.6	0.3	0.3	0.5	0.2	0.4	0.4
1963	0.9	0.9	0.5	0.6	0.7	0.3	0.5	0.6	0.6	0.5	0.2	0.9	0.6
1964	0.7	0.8	0.5	1.3	1.1	0.6	0.9	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.7
1965	0.6	0.9	0.9	0.6	1.0	0.6	0.5	0.6	0.6	1.0	0.6	0.6	0.7
1966	0.5	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.1	0.3	0.1	0.2	0.1	0.3
1967	0.1	0.4	0.3	0.3	0.4	0.6	0.3	0.6	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4
1968	0.7	0.4	0.7	0.7	0.2	0.3	0.4	0.1	-0.1	0.4	0.1	0.5	0.4
1969	0.4	0.2	0.3	0.6	0.7	0.7	0.6	0.1	0.2	0.7	0.3	0.4	0.4
1970	0.4	0.8	0.5	0.3	0.7	0.4	0.3	0.5	0.6	0.4	0.2	0.2	0.4
1971	0.6	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.4	0.1	0.1	0.3
1972	0.6	0.1	0.3	0.5	0.5	0.5	0.2	0.3	0.4	0.5	0.3	0.5	0.4
1973	0.4	0.3	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.9	0.6	0.5	0.6	0.2	0.5
1974	0.2	0.1	0.2	0.5	0.3	0.4	0.5	0.3	0.5	-0.1	0.3	0.3	0.3
1975	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5	0.2	0.2	0.4	0.4
1976	0.3	0.2	0.3	0.5	0.9	0.9	0.8	1.0	0.2	-0.1	0.0	0.2	0.4
1977	0.2	0.3	0.3	0.4	0.7	0.3	0.6	-0.1	0.0	0.3	0.2	0.2	0.3
1978	0.2	0.7	0.1	0.4	0.4	0.5	0.9	0.3	0.1	0.3	0.3	0.1	0.4
1979	0.5	0.6	0.1	0.3	0.8	0.7	0.6	0.2	0.5	0.1	0.1	0.3	0.4
1980	0.6	0.0	-0.1	0.7	0.5	0.6	0.4	0.4	0.3	0.0	0.1	0.2	0.3
1981	0.5	0.1	0.1	0.6	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.0	0.1	0.3	0.3
1982	0.3	0.2	0.3	0.6	0.7	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4
1983	0.2	0.8	0.4	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5
1984	0.2	0.1	0.3	0.5	0.3	0.6	0.3	0.4	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3
1985	0.5	0.7	0.1	0.6	0.4	0.5	0.7	0.4	0.5	0.6	0.3	0.3	0.5
1986	0.3	0.6	0.4	0.3	0.6	0.4	0.8	0.4	0.2	0.5	0.5	0.4	0.4
1987	0.2	0.2	0.2	0.5	0.7	0.4	0.7	0.4	0.3	0.0	0.1	0.0	0.3
1988	0.3	0.0	0.2	0.5	0.1	0.3	0.4	0.3	0.1	0.0	0.2	0.0	0.2
1989	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3
Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
1990	0.1	0.4	0.1	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
1991	0.6	0.6	0.4	0.6	0.7	0.9	0.8	0.7	0.8	0.4	0.4	0.7	0.6
1992	0.6	0.7	0.4	0.7	0.8	0.7	0.7	0.5	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6
1993	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.8	0.8	0.8	0.4	0.5	0.4	0.2	0.5
1994	0.3	0.2	0.3	0.6	0.7	1.0	0.3	0.6	0.6	0.6	0.3	0.3	0.5
1995	0.4	0.3	0.4	0.5	0.6	0.6	0.8	0.6	0.1	0.6	0.5	0.5	0.5
1996	0.1	0.3	0.5	0.6	1.1	1.5	1.4	0.6	0.6	0.6	0.5	0.8	0.7
1997	0.7	0.8	0.9	1.0	1.0	1.1	0.6	0.6	0.8	0.8	0.5	0.5	0.8
1998	0.8	0.4	0.5	0.8	0.6	0.9	0.8	0.8	0.2	0.5	0.5	0.7	0.6
1999	0.7	0.6	0.4	0.6	0.5	0.2	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.5
2000	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.7	0.2	0.1	0.8	0.9	0.5
1951-2000	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4

Tabela 6. Różnice średniej temperatury powietrza między stacjami Bielany i Legionowo, 1951-2000
Table.6.. Differences between average air temperature at the weather stations of Bielany and Legionowo, 1951-2000

Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
1951	x	x	0.2	0.3	0.0	0.2	0.0	0.3	0.5	0.7	0.4	0.1	
1952	0.2	0.1	0.2	0.4	0.2	0.0	0.1	0.4	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
1953	0.2	0.1	0.1	0.6	0.3	0.2	0.5	0.3	0.5	0.6	0.2	0.3	0.3
1954	0.1	0.5	0.3	0.1	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
1955	0.1	0.5	0.4	0.2	0.3	0.4	0.1	0.4	0.6	0.2	0.1	0.0	0.3
1956	0.1	0.0	-0.1	0.0	-0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.0	0.1
1957	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2
1958	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.0	0.3	0.2
1959	0.1	0.2	0.5	0.5	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.6	0.1	0.2	0.3
1960	0.6	0.5	0.4	0.5	0.3	0.1	0.1	0.2	0.3	0.6	0.4	0.2	0.4
1961	0.5	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2	0.0	0.0	0.4	0.7	0.4	0.5	0.3
1962	0.2	0.4	0.4	0.4	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3
1963	0.8	0.3	0.3	0.5	0.1	0.4	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3
1964	0.2	0.4	0.3	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.5	0.4	0.2	0.2	0.2
1965	0.4	0.3	0.5	0.4	0.2	0.0	0.3	0.2	0.6	0.4	0.2	0.2	0.3
1966	0.2	0.6	0.2	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4
1967	0.4	0.4	0.4	0.1	0.2	0.1	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
1968	0.2	0.3	0.5	0.6	0.2	0.1	0.0	0.3	0.3	0.4	0.3	0.6	0.3
1969	0.7	0.3	0.3	0.6	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.6	0.2	0.3	0.4
1970	0.6	0.8	0.3	0.4	0.3	0.1	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	0.1	0.3
1971	0.7	0.3	0.3	0.4	0.3	0.0	0.2	0.6	0.5	0.2	0.1	0.1	0.3
1972	0.5	0.3	0.6	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.7	0.3
1973	0.7	0.1	0.4	0.6	0.3	0.1	0.5	0.5	0.6	0.5	0.3	0.4	0.4
1974	0.4	0.6	0.6	0.6	0.4	0.3	0.6	0.6	0.6	0.3	0.6	0.3	0.5
1975	0.4	0.2	0.6	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.9	0.3	0.4	0.3	0.4
1976	0.3	0.9	0.5	0.4	0.5	0.4	0.3	0.6	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5
1977	0.5	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.3	0.3	0.5	0.8	0.3	0.3	0.5
1978	0.4	0.6	0.5	0.5	0.6	0.4	0.6	0.5	0.4	0.6	0.3	0.8	0.5
1979	0.7	1.0	0.7	0.5	0.5	0.7	0.3	0.3	0.3	0.9	0.5	0.4	0.6
1980	0.6	0.5	0.5	0.5	0.2	0.3	0.2	0.4	0.5	0.3	0.2	0.4	0.4
1981	0.3	0.5	0.7	0.8	0.6	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.2	0.6	0.5
1982	0.5	0.6	0.7	0.6	0.3	0.4	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	0.4	0.6
1983	0.1	0.5	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.6	0.4
1984	0.1	0.4	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	0.7	0.3	0.3	0.5	0.3	0.4
1985	0.9	0.7	0.4	0.6	0.6	0.2	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.4	0.5
1986	0.2	0.8		0.6	0.4	0.2	0.3	0.4	0.5	0.8	0.4	0.4	-0.1
1987	0.8	0.6	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.0	0.7	0.8	0.7	0.3	0.5
1988	0.6	0.6	0.6	0.7	0.3	0.1	0.5	0.4	0.4	0.8	0.5	0.3	0.5
1989	0.3	0.4	0.7	-0.3	-1.1	-0.9	0.5	0.4	-0.5	-0.1	0.3	0.4	0.0
Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Year
1990	0.4	0.6	0.5	0.5	0.2	0.2	0.1	0.4	0.3	0.8	0.4	0.2	0.4
1991	0.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.3	0.2	0.0	0.3	0.5	0.2	0.4	0.3
1992	0.3	0.3	0.7	0.5	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4
1993	0.4	0.3	0.6	0.4	0.1	0.1	0.1	0.4	0.3	0.5	0.6	0.3	0.3
1994	0.3	0.6	0.4	0.4	0.1	0.0	0.1	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.3
1995	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.7	0.3	0.7	0.3
1996	0.7	0.8	0.5	0.6	0.4	0.1	0.2	0.3	0.2	0.5	0.4	0.5	0.4
1997	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2	0.1	0.2	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4
1998	0.6	0.3	0.6	0.5	0.5	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.6	0.5	0.4
1999	0.6	0.3	0.7	0.5	0.4	0.0	0.0	0.3	0.3	0.2	0.4	0.1	0.3
2000	0.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.1	0.3	0.2	0.5	0.6	0.8	0.6	0.4
1951-2000	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4

Tabela. 7. Tempo nagrzewania i wychładzania się powietrza w centrum miasta i na peryferiach w poszczególnych porach roku (°C/h), na podstawie danych z różnych okresów

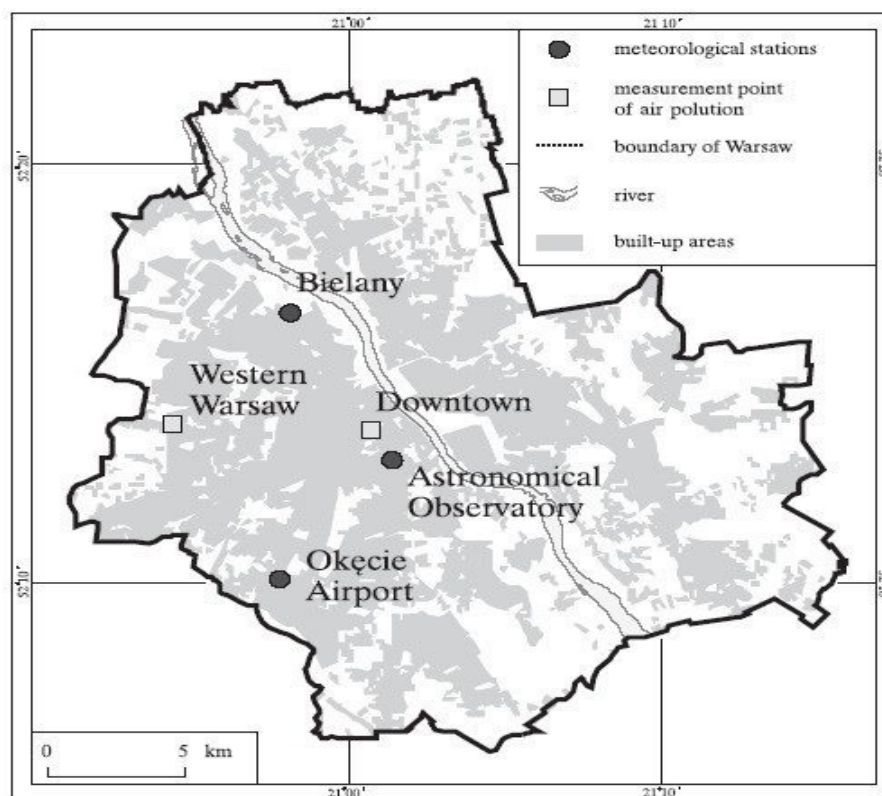
Table.7. Rates of warming and cooling of the air downtown and in the peripheries during particular seasons of the year (°C/h), on the basis of data from various periods

Season of the year	Rate of warming		Rate of cooling	
	downtown	peripheries	downtown	peripheries
Winter	0.2-0.1	1.5-2.5	0.1-0.7	1-3
Spring	0.3-2.0	1-3	0.1-0.7	1-3
Summer	ca. 1	1-3	< 1	1-5
Autumn	1-2	1-3	1-2	2-3

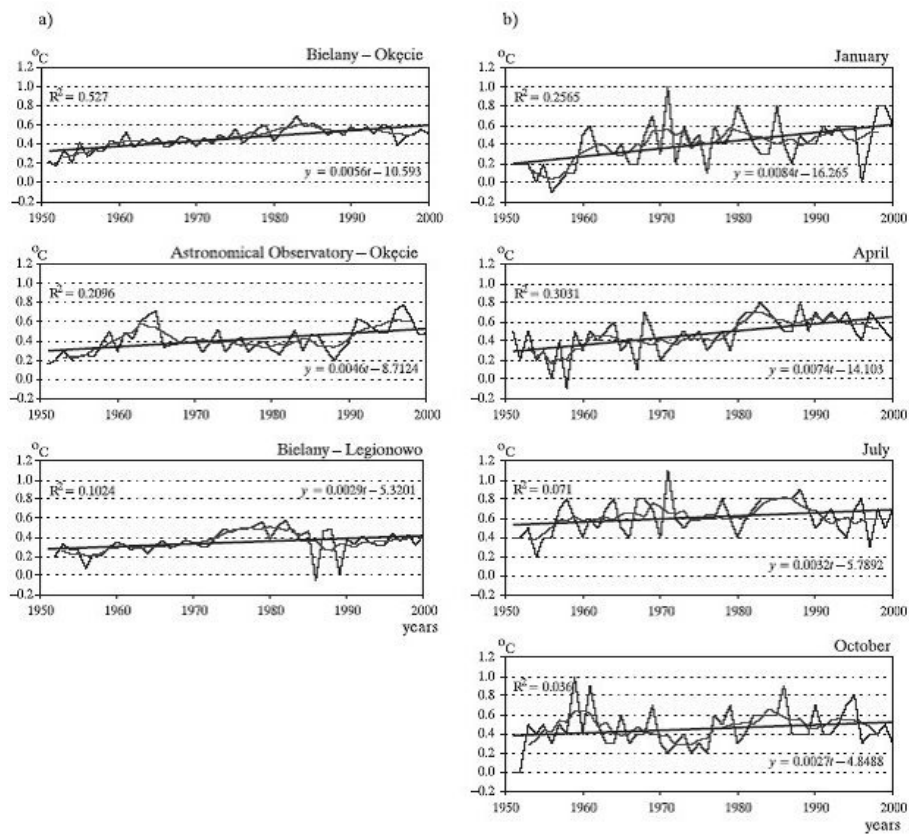
Tabela 8. Charakterystyka miejskiej wyspy ciepła w poszczególnych porach roku, na podstawie danych z różnych okresów

Table.8. Characteristics of the urban heat island in particular seasons of the year, on the basis of data from various periods

Season of the year	Time (hour) of			$\Delta T(^{\circ}C)$ during the day	Extreme values of air temperature ($^{\circ}C$)
	appearance	maximum	fading		
Winter	16-18	21-24	6-7	4 0	9-11
Spring	17-18	ca. 24	7-8	4 0	9
Summer	18-20	22-24	6-8	< 0	8
Autumn	16-18	21-1	6-9	< 0	8

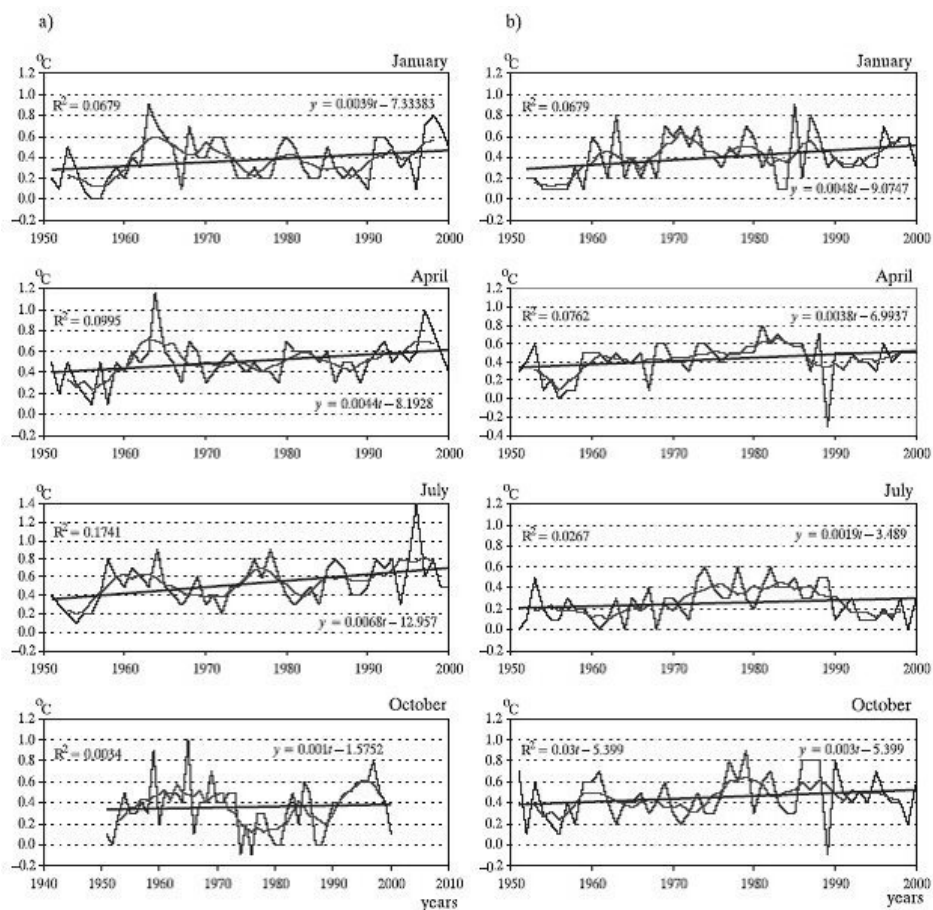


Rysunek1. Lokalizacja punktów pomiarowych
Figure 1. Distribution of gauges measureme

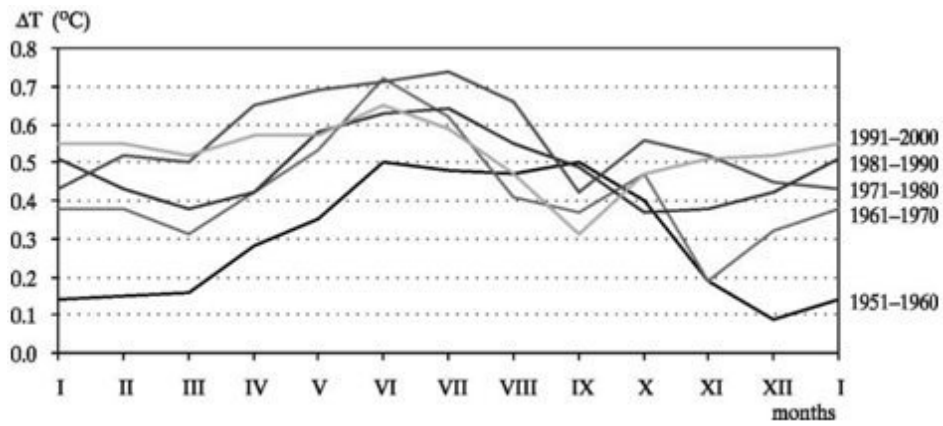


Rysunek 2 . Różnice średniej rocznej temperatury powietrza między stacjami miejskimi a zamiejskimi (a) i w wybranych miesiącach między stacją Bielany i Okecie (b) w latach 1951-2000 (5-letnie średnie konsekwtywne i linie trendu)

Figure 2. Differences between mean annual air temperature at the urban and suburban weather stations of Warsaw (a) and average air temperature in selected months at Bielany and Okecie (b) in the years 1951-2000 (5-year moving averages and line: linear trend)

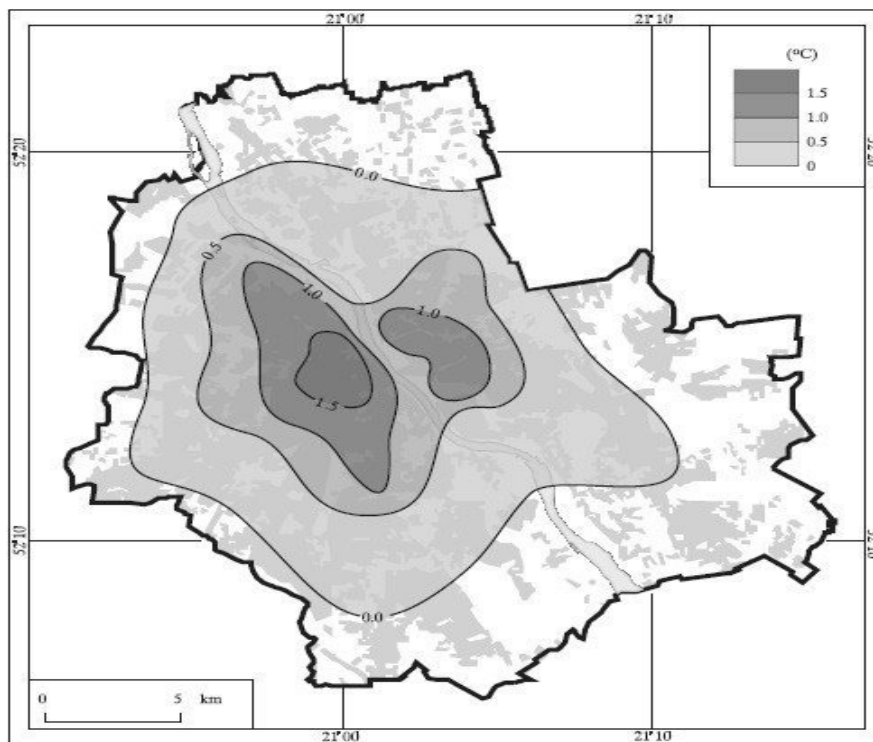


Rysunek 3. Różnice średniej temperatury powietrza w wybranych miesiącach między stacjami Obserwatorium Astronomiczne i Okęcie (a), Bielany i Legionowo (b) w latach 1951-2000
Figure 3. Differences between average air temperature in selected months at the weather stations of Astronomical Observatory and Okęcie (a), Bielany and Legionowo (b) in 1951-2000. (5-year averages and lines trend)



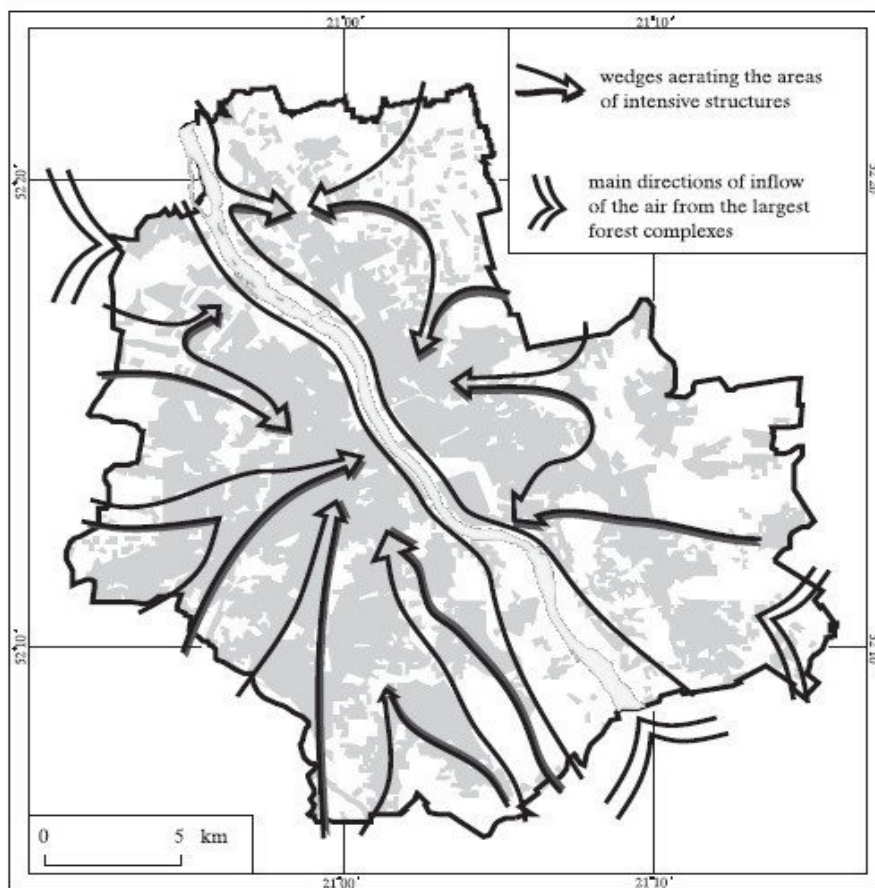
Rysunek 4. Średnie różnice temperatury powietrza (°C) między stacjami Bielany i Okęcie w poszczególnych 10-letniach okresu 1951-2000

Figure 4. Average differences in air temperature (°C) between the weather stations of Bielany and Okęcie in the consecutive decades of the period 1951-2000



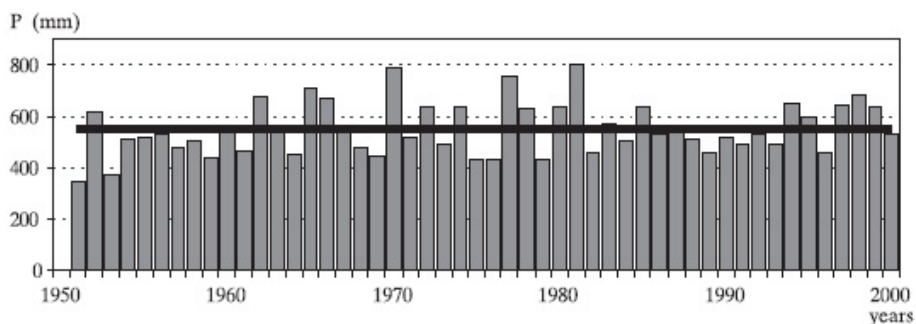
Rysunek 5. Przestrzenne zróżnicowanie różnic średniej temperatury powietrza (°C) względem Okęcia w cieplej części roku (maj-wrzesień), 1970-1980 (źródło: Kossowska-Cezak 2002)

Figure 5. Mean value for deviation of minimum air temperature (°C) from values measured at the weather station in Okęcie in the warmer part of the year (May-September), 1970-1980 (after Kossowska-Cezak 2002)



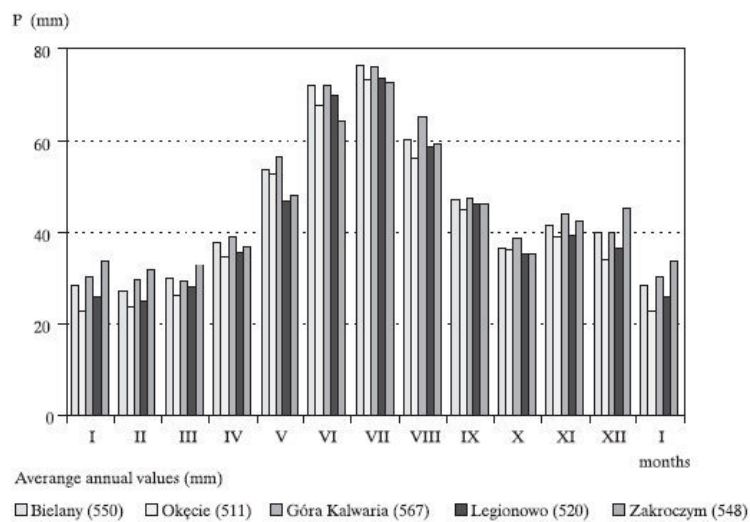
Rysunek 6. Planistyczny system wymiany i regeneracji powietrza w Warszawie (źródło: www.um.warszawa.pl)

Figure 6. Routes of inflow of air masses most important to the determination of aero-sanitary conditions in Warsaw (after Atlas Województwa Warszawskiego 1993, modified)

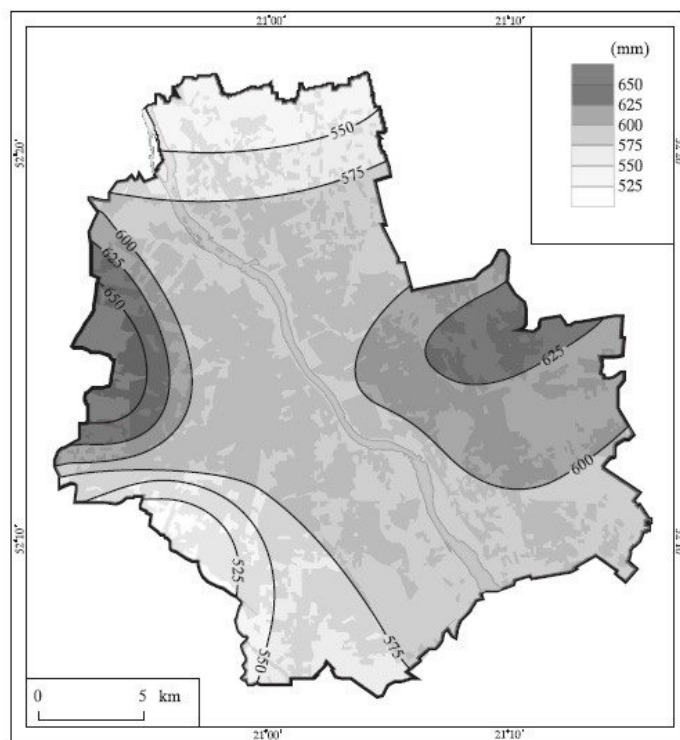


Rysunek 7. Średnie roczne sumy opadu na stacji Warszawa Bielany, 1950-2000
Linia czarna: średnia roczna suma z 50-lecia (550 mm)

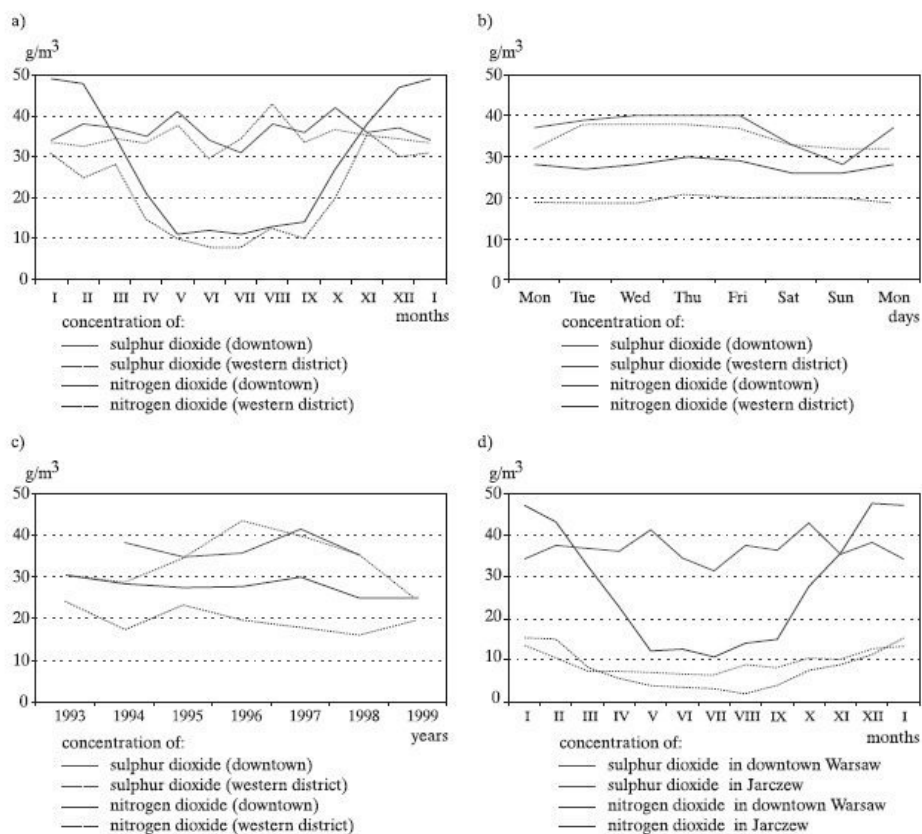
Figure 7. Annual precipitation totals at the Warsaw-Bielany weather station, 1950-2000 Black line denotes average annual precipitation total over 50-year period (550 mm)



Rysunek 8. Średnie miesięczne i roczne sumy opadu w Warszawie i obszarze pozamiejskim, 1951-2000
Figure 8. Average monthly and annual precipitation totals in Warsaw and in its suburban zone, 1951-2000



Rysunek 9 . Średnie roczne sumy opadu w Warszawie, 1976-1985 (źródło: Lorenc, Mazur, 2003)
Figure 9. Annual precipitation totals (mm) in Warsaw, 1976-1985 (after Lorenc, Mazur 2003)



Rysunek 10. Stężenie SO₂ i NO₂ (1993-1999): miesięczne (a), w wybranych dniach tygodnia (b), roczne (c) i miesięczne w Warszawie i Jarczewie w okresie 1994-1998 (dane Inspekcja Ochrony Środowiska)

Figure 10. Concentrations of sulphur dioxide and nitrogen dioxide in Warsaw (1993-1999) average: monthly (a), particular days of the week (b), mean annual (c) and mean monthly in Warsaw and Jarczew in 1994-1998 (d) (source of data: Inspection for Environmental Protection)

6.2. Warunki nefologiczne aglomeracji warszawskiej

Elwira Żmudzka

Zarys treści. W pracy określono wielkość i strukturę zachmurzenia nad Warszawą. Opracowano dane ze stacji IMGW Warszawa-Okęcie w okresach: 1951-2000 (wielkość zachmurzenia), 1966-2000 (rodzaje chmur) i 1991-2000 (wielkość i rodzaj chmur). Dokonano analizy przebiegu rocznego zachmurzenia oraz częstości poszczególnych rodzajów chmur. Wyniki badań odniesiono do wyników analiz zachmurzenia na stacji zamiejskiej w Świdrze (1991-2000), co pozwoliło na określenie specyficznych cech zachmurzenia nad Warszawą.

Wstęp

Aglomeracje miejskie są przykładem powierzchni najsilniej zmodyfikowanych przez człowieka. Tak ogromne przekształcenie środowiska przyrodniczego skutkuje m. in. zmianą warunków pogodowych i klimatu na tych terenach (np. Lewińska i in. 1982, Oke 1995). Specyficzne cechy klimatu obszarów zurbanizowanych przejawiają się głównie w zmianie cech fizycznych powietrza, zwiększonym jego zanieczyszczeniu przez pyły i gazy oraz w hałasie. Główną przyczyną odrębności klimatu miejskiego jest zmiana bilansu radiacyjnego i cieplnego powierzchni. Wynika ona z wprowadzenia sztucznego podłoża (zwiększona powierzchnia czynna, inne właściwości, tj. albedo, przewodnictwo i pojemność cieplna materiałów), emisji zanieczyszczeń oraz zrzutów energii. Na terenie miast w porównaniu do terenów zamiejskich zmienia się struktura bilansu – udział poszczególnych strumieni ciepła, a także pojawiają się nowe, które nie występują, na przykład, na terenach użytkowanych rolniczo. Cechą charakterystyczną jest także duże przestrzenne zróżnicowanie struktury bilansu. Jednym z najbardziej charakterystycznych i najlepiej poznanych (choć nadal wymagającym dalszych badań) zjawisk towarzyszących obszarom zurbanizowanym jest miejska wyspa ciepła (UHI – *Urban Heat Island*) (Yague, Zurita, Martinez 1991, Wawer 1995, Kłysik, Fortuniak 1999, Fortuniak 2003 i inni). Znacznie słabiej jest rozpoznany modyfikujący wpływ miast na pola innych elementów, w tym także na zachmurzenie.

Materiały źródłowe i metody badań

Głównym celem opracowania jest określenie wielkości i struktury zachmurzenia nad Warszawą oraz różnic w wielkości i składzie rodzajowym zachmurzenia nad Warszawą oraz w terenie zamiejskim. Do charakterystyki warunków nefologicznych w Warszawie wykorzystano materiały źródłowe z drugiej połowy XX wieku (wielkość zachmurzenia) oraz z lat 1966-2000 (rodzaje chmur). W badaniach porównawczych oparto się na danych codziennych dotyczących wielkości zachmurzenia i rodzajów chmur z lat 1991-2000. Posłużono się danymi pochodzącymi z obserwacji naziemnych prowadzonych na stacjach IMGW Warszawa-Okęcie oraz Świder. Stacja Warszawa-Okęcie jest stacją lotniskową położoną na południowo-zachodnich peryferiach miasta, 8 km od centrum (52°09'57"N, 20°58'02"E, $h = 110$ m n.p.m.). Świder to stacja zamiejska (52°07'00"N, 21°14'13"E, $h = 94$ m n.p.m.), leżąca około 25 km na południo-wschód od Warszawy na terenie Otwocka, miejscowości o charakterze parkowo-willowym. Jest to teren zalesiony, płaski o podłożu piaszczystym. Istotne znaczenie ma to, że stacja w Świdrze jest usytuowana na polanie o powierzchni około 1 ha, co powoduje ograniczenie obserwowanego wycinka nieba (w odległości około 100 m znajdują się wysokie drzewa).

Wielkość zachmurzenia

W latach 1951-2000 średnie roczne zachmurzenie w Warszawie wyniosło 64%. Najmniejsze zachmurzenie przypada na okres lata, największe występuje na przełomie jesieni i zimy. Wiosna jest mniej pochmurna od jesieni. Najpogodniejszym miesiącem, podobnie jak średnio w całej Polsce (Żmudzka 2007), był sierpień, najbardziej pochmurnym grudzień. Drugorzędne minimum zachmurzenia przypada na maj. Dość duże zachmurzenie oraz jego rozkład w ciągu roku wskazują, że jest to przebieg typowy dla szerokości umiarkowanych w odmianie klimatu morskiego (tab. 1).

Tabela 1. Średnie, największe i najmniejsze wielkości zachmurzenia wraz z latami ich wystąpienia oraz tendencja zmian średniej wielkości zachmurzenia w Warszawie-Okęciu w latach 1951-2000 (Żmudzka 2008)

Miesiąc pora roku rok	Wielkość zachmurzenia					
	średnia	największa	rok	najmniejsza	rok	trend [%·rok ⁻¹]
I	74	88	1953, 1960, 1966, 1968	60	1963, 1969, 1998	-0,13
II	72	89	1973	44	1976	-0,10
III	64	82	1985	46	1974	-0,03
IV	61	80	1956	41	1988	-0,05
V	57	78	1962	39	1979	-0,30
VI	57	69	1974	38	1992	-0,02
VII	56	79	1980	29	1994	-0,13
VIII	53	65	1956, 1960	34	1973	-0,16
IX	56	78	1996	34	1975	0,14
X	61	86	1952	39	1988	-0,09
XI	77	92	1952	58	1984	-0,14
XII	79	92	1959	48	1972	-0,09
XII-II	75	85	1966	65	1976	-0,11
III-V	61	72	1962	50	1953	-0,13
VI-VIII	56	68	1960, 1980	40	1992	-0,10
IX-XI	65	85	1952	52	1982	-0,03
I-XII	64	71	1962	55	1982	-0,09

W drugiej połowie XX w. średnia roczna wielkość zachmurzenia nad Warszawą istotnie zmalała. Tendencja zmian wynosiła -0,09% na rok. Największe i znaczące zmniejszenie zachmurzenia wystąpiło w okresie zimowo-wiosennym. Średnia roczna wielkość zachmurzenia w Warszawie w ostatnim dziesięcioleciu XX w. była mniejsza niż przeciętna w drugiej połowie XX wieku (Żmudzka 2008). W latach 1991-2000 stosunkowo pogodnie były sezony zimowo-wiosenne, ale także pojawiły się skrajnie pogodne miesiące letnie (rys. 1). Wyjątkowo małe miesięczne zachmurzenie wystąpiło w lipcu 1994 – Warszawa-Okęcie 29%, Świdź 34%. Było to również najmniejsze średnie miesięczne zachmurzenie z okresu 50-letniego. Podobną wielkość zachmurzenia stwierdzono w sierpniu 1973 i wrześniu 1975 roku. Lata te wyróżniły się także bardzo dużą roczną amplitudą wielkości zachmurzenia sięgająca 50-51%. Skrajnie duże miesięczne zachmurzenie stwierdzono w lutym 1999 roku: w Warszawie-Okęciu 84%, w Świdrze 88%. Podobną wielkość zachmurzenia na Okęciu stwierdzono także w listopadzie 1997 roku. Te wielkości zachmurzenia należały do dużych, jednak nie najwyższych z okresu 50-letniego. Przykładowo najbardziej pochmurnym miesiącem w Warszawie-Okęciu w drugiej połowie XX wieku był listopad 1952 roku oraz grudzień 1959 roku ze średnim

zachmurzeniem 92%. Warto również zauważyć, że skrajne wielkości zachmurzenia w regionie warszawskim i średnio nad obszarem całej Polski nizinnej występują na ogół w tych samych latach (Żmudzka 2007).

Wielkość zachmurzenia w Warszawie i jej okolicach charakteryzuje się podobnym przebiegiem rocznym. Różnica polega jedynie na przesunięciu największej w ciągu roku średniej miesięcznej wielkości zachmurzenia z grudnia na listopad (rys. 2). W ciągu całego roku średnie zachmurzenie na stacji Warszawa-Okęcie jest jednak mniejsze niż na stacji zamiejskiej. W latach 1991-2000 średnia różnica w ciągu roku wynosiła 4%. Największa była w okresie letnim – 5%, najmniejsza zimą – 2%. W ujęciu miesięcznym największa różnica przypadała na sierpień – 6%, najmniejsza na styczeń – niecałe 2%.

Rodzaje chmur

Oprócz względnie mniejszej wielkości zachmurzenia nad obszarem miejskim w odniesieniu do terenów zamiejskich cechą charakterystyczną warunków nefologicznych w warszawskim obszarze metropolitalnym jest inny skład rodzajowy zachmurzenia.

Przeciętnie w wieloleciu 1966-2000 w godzinach okołopołudniowych wiosną, latem i jesienią największy udział w zachmurzeniu nad Warszawą mają chmury *Cumulus* (od 26% jesienią do 41% latem), zimą natomiast chmury *Stratocumulus* (27%) (rys. 3). Średnio w roku chmury *Cumulus* stanowią 29% obserwowanych rodzajów chmur, a chmury *Altostratus*, *Stratocumulus* i *Cirrus* po 15-17%. Najrzadziej w ciągu całego roku występują chmury *Cirrocumulus* (do 0,3% jesienią). Podobną strukturę zachmurzenia nad Warszawą stwierdzono w ostatnim dziesięcioleciu XX wieku, które to wykorzystano do porównania warunków nefologicznych na terenie miasta i w obszarze zamiejskim. Dziesięciolecie to na tle okresu 35-letniego 1966-2000 wyróżniło się nieco większą w ciągu całego roku częstością chmur *Cumulonimbus* i *Altostratus* (odpowiednio o 2 i 3%). Nieco rzadziej w ciągu całego roku były natomiast obserwowane chmury piętra niskiego *Stratus* i *Stratocumulus* oraz chmury warstwowe piętra wysokiego (o około 2 i 1%). Pozostałe rodzaje chmur występowały z podobną częstością, jak w okresie 35-letnim. W ujęciu sezonowym na uwagę w latach 1991-2000 zasługuje względnie duża częstość chmur *Cumulus* zimą, *Cumulonimbus* wiosną, *Altostratus* wiosną i latem oraz mała chmur *Stratus* zimą i *Stratocumulus* wiosną i latem.

Nocą struktura zachmurzenia jest nieco inna niż w godzinach okołopołudniowych. W przeważającej części roku z największą częstością występują chmury *Stratocumulus* (od 37% wiosną do 42% jesienią i zimą), a następnie *Altostratus* (21-22%). Tylko latem są najczęstsze chmury *Altostratus* – 35%, co odróżnia strukturę rodzajów chmur w Warszawie od struktury nad obszarem Polski nizinnej. Drugie miejsce pod względem udziału w zachmurzeniu mają wówczas chmury *Stratocumulus* (29%). Zimą natomiast są to chmury *Stratus* (27%). Średnio w roku nocą najczęściej obserwowanymi chmurami są *Stratocumulus* (37%), *Altostratus* (22%), *Stratus* (15%) i *Cirrus* (11%). Chmury o rozbudowie pionowej *Cumulus* i *Cumulonimbus* oraz chmury *Cirrostratus* stanowią po niecałe 2% wszystkich obserwowanych chmur.

Porównując udział poszczególnych rodzajów chmur w zachmurzeniu w godzinach okołopołudniowych nad Warszawą i w terenie zamiejskim stwierdzono pewne różnice (rys. 4). Podstawowa różnica polega na tym, że zimą na stacji Warszawa-Okęcie najczęściej występują chmury *Stratocumulus*, a w Świdrze *Altostratus* i *Nimbostratus*. Najrzadziej nad Warszawą w ciągu całego roku występują chmury *Cirrocumulus*. Na stacji zamiejskiej charakteryzują się one najmniejszą frekwencją tylko wiosną. Latem najrzadziej obserwuje się tam chmurę *Stratus*, a zimą i jesienią oraz w ujęciu rocznym *Cumulonimbus*.

Te różnice w przebiegu rocznym najczęściej i najrzadziej występujących rodzajów chmur są konsekwencją innej struktury zachmurzenia nad obszarem miejskim i leżącym poza nim. W ciągu całego roku nad Warszawą z większą częstością niż w terenach zamiejskich występują chmury burzowe oraz chmury *Alto cumulus* (rys. 5). Średnio w roku ich udział w zachmurzeniu nad obszarem miejskim jest większy o 6%. W ciągu roku szczególnie duży wzrost nad miastem częstości chmur *Cumulonimbus* występuje na wiosnę i latem. Nad obszarem miejskim częściej są także obserwowane chmury *Cumulus*; względny wzrost ich frekwencji ma miejsce głównie jesienią i zimą. Stosunkowo duża częstość chmur o rozbudowie pionowej w obszarze zurbanizowanym jest konsekwencją emisji ciepła sztucznego do atmosfery i odmiennych właściwości cieplnych powierzchni czynnej w mieście i poza nim. Antropogeniczne ogrzanie atmosfery nad miastem zmniejszające jej stabilność, powodujące wzrost warstwy granicznej oraz wpływające na zwiększenie częstości występowania równowagi chwiejnej (Olfe, Lee, 1971, Dohrn i in. 1982, Walczewski 1994) sprzyja rozwojowi konwekcji i wyniesieniu na wyższe poziomy wilgoci i zanieczyszczeń, będących potencjalnymi jądrami kondensacji. Zarówno wyspa ciepła, jak i struktura konwekcyjnej warstwy granicznej są silnie zróżnicowane na terenie metropolii miejskich. Różnice właściwości powierzchni czynnej silnie wpływają na intensywność konwekcji w różnych częściach miasta, generując poziome przepływy powietrza i inne zjawiska mikrocyrkulacyjne. Dlatego też duże znaczenie dla uzyskanych wyników ma położenie stacji uwzględnionych w badaniach (Kossowska-Cezak 1973, Żmudzka i in. 2003). Nie bez znaczenia są także główne cechy cyrkulacji na analizowanym terenie, które decydują o tym, czy stacja leży po stronie dowietrznej czy zawietrznej miasta. Położeniem stacji Świder po zawietrznej stronie Warszawy można tłumaczyć względny wzrost wielkości zachmurzenia, a także większą niż w mieście częstość chmur warstwowych piętra średniego i niskiego (np. udział chmur *As + Ns* w zachmurzeniu jest tam większy w ciągu roku o 7,5%, jesienią i zimą nawet o 10-11%) oraz chmur *Cirrocumulus* i *Cirrostratus*. Wynika to z kilku przyczyn. „Zniesione” znad obszaru wielkomięjskiego ciepłe i zanieczyszczone powietrze w pewnej odległości od miasta jest ubogacone w wilgoć, pochodzącą z rozległych obszarów leśnych, a także z dobrze uwilgoconej doliny Wisły. Zmieszanie ciepłego powietrza znad miasta z chłodniejszym na terenach zamiejskich przy dużej koncentracji aerozolu sprzyja powstawaniu chmur i zwiększeniu pokrycia nieba chmurami. Warto zauważyć, że w miastach umiarkowanych szerokości geograficznych w miesiącach zimowych i częściowo wiosennych występuje nadwyżka wilgoci w stosunku do terenów je otaczających (za Fortuniak 2003). Nadwyżka ta utrzymuje się praktycznie przez całą dobę i jest skutkiem emisji wilgoci pochodzenia antropogenicznego. Tak więc nad chłodniejsze podłoże poza miastem w chłodnej części roku może napływać nie tylko ciepłe, ale i wilgotne powietrze. Jak wykazano (Żmudzka i in. 2003) miejska wyspa ciepła w Warszawie nie ogranicza się jedynie do strefy śródmiejskiej, ale często przesuwa się i obejmuje swym zasięgiem stacje peryferyjne, szczególnie położone po stronie zawietrznej. Bywają także sytuacje, gdy zanik miejskiej wyspy ciepła (zmniejszenie różnicy temperatury) w przypadku porównania ze stacją zamiejską może być także konsekwencją powstania tam własnej, lokalnej wyspy ciepła.

Podsumowanie

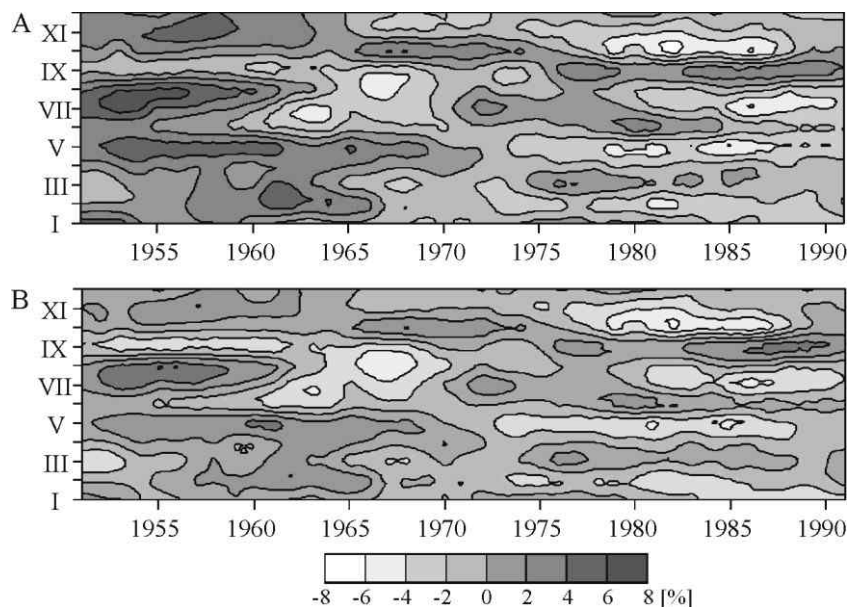
Wielkość zachmurzenia i skład rodzajowy chmur w Warszawie zależy od wielkoskalowych procesów cyrkulacyjnych. Zróżnicowanie warunków nefologicznych w skali lokalnej podlega jednak wielu uwarunkowaniom. Ważnym czynnikiem modyfikującym proces powstawania chmur jest czynnik urbanistyczny. Rola miasta w kształtowaniu pola zachmurzenia jest jednak trudna do oszacowania. Wynika to ze skomplikowanych interakcji między zróżnicowanym na obszarze miasta saldem energii i różnym udziałem poszczególnych strumieni ciepła (komórkowa struktura miejskiej wyspy ciepła generująca przepływ powietrza w skali miejscowej), obiegiem wody i zawartym w powietrzu aerozolem. Najczęściej wskazuje się na wzrost wielkości zachmurzenia nad strefą śródmiejską lub po stronie zawiętrznej obszarów miejskich i przemysłowych. Bywają jednak sytuacje, gdy zwiększone zachmurzenie jest obserwowane po stronie dowietrznej, wskutek oddziaływania mechanicznego miasta. Wzrost wielkości zachmurzenia nad centrum Warszawy potwierdziła m. in. U. Kossowska-Cezak (1978). Jednocześnie autorka ta zauważa, że kompleks miejski może w pewnych warunkach sprzyjać mniejszemu pokryciu nieba przez chmury. K. Błażejczyk (2002) stwierdza natomiast, że „nie obserwuje się istotnych różnic zachmurzenia między stacjami znajdującymi się na terenie Warszawy” (s. 26). Istotne znaczenie dla uzyskanych wyników ma wybór stacji uwzględnionych w badaniach. Może to wpływać na niejednoznaczność wyników dotyczących zarówno zróżnicowania badanego elementu klimatu, jak i jego związków z czynnikami go kształtującymi, w tym z cyrkulacją atmosferyczną.

Literatura

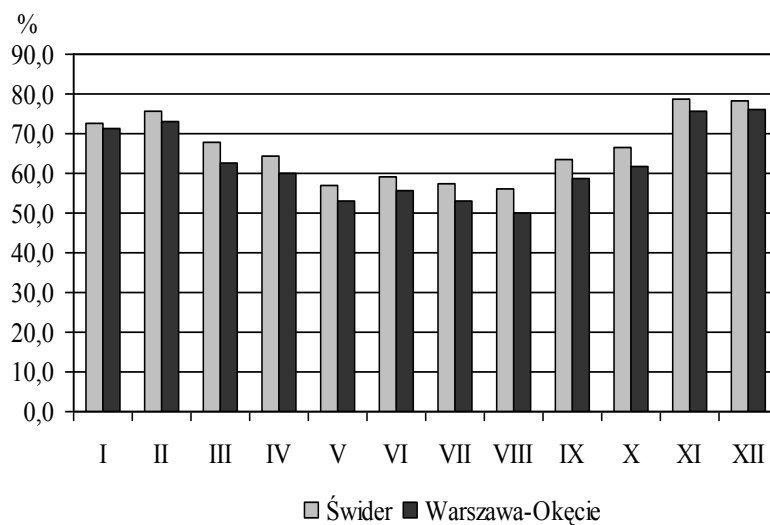
- Błażejczyk K., 2002, *Znaczenie czynników cyrkulacyjnych i lokalnych w kształtowaniu klimatu i bioklimatu aglomeracji warszawskiej*. Dokumentacja Geograficzna nr 26, PAN IGIiPZ, Warszawa.
- Dohm R., Raschke E., Bujnoch A., Warmbier G., 1982, Inversion structure heights above the City of Cologne (Germany) and a rural station nearby as measured by two Sodar. *Meteorol. Rund.*, t. 35, s. 133-144.
- Fortuniak K., 2003, *Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne. Studia eksperymentalne. Modele numeryczne i statystyczne*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kłysik K., Fortuniak K., 1999, Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Lodz, Poland. *Atmos. Environ.*, 33, 3885-3895.
- Kossowska-Cezak U., 1973, *Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy*. Prace i Studia IG UW nr 12, *Klimatologia* nr 7, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 141-185.
- Kossowska-Cezak U., 1978, *Próba określenia wpływu zabudowy miejskiej na wielkość zachmurzenia (na przykładzie Warszawy)*. Prace i Studia IG UW nr 25, *Klimatologia* nr 10, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 55-63.
- Lewińska J., Zgud K., Baścik J., Bartosik J., Czerwieniec M., 1982, *Wpływ miasta na klimat lokalny*. IKS.
- Oke T. R., 1995, *Boundary layer climates*. Methuen, London.
- Olfe D. B., Lee R. L., 1971, Linearized calculations of urban heat island convection effects. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1374-1388.
- Yague C., Zurita E., Martinez A., 1991, Statistical analysis of the Madrid urban heat island. *Atmos. Environ.*, 25B, 327-332.
- Walczewski J., 1994, *Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad miastem (na przykładzie Krakowa)*. Materiały badawcze, seria: *Meteorologia* – 22, IMGW, Warszawa.
- Wawer J., 1995, Wpływ warunków pogodowych na intensywność miejskiej wyspy ciepła w Warszawie. [w:] K. Kłysik, red., *Klimat i bioklimat miast*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, s. 71-78.
- Żmudzka E., 2007, *Zmienność zachmurzenia nad Polską i jej uwarunkowania cyrkulacyjne (1951-2000)*. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Żmudzka E., 2008, *Zmiany zachmurzenia w Warszawie w drugiej połowie XX wieku*. [w:] K. Kłysik, J. Wibig, K. Fortuniak, red., *Klimat i bioklimat miast*. Monografia, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Katedra Meteorologii i Klimatologii UŁ, Łódź, s. 165-177.

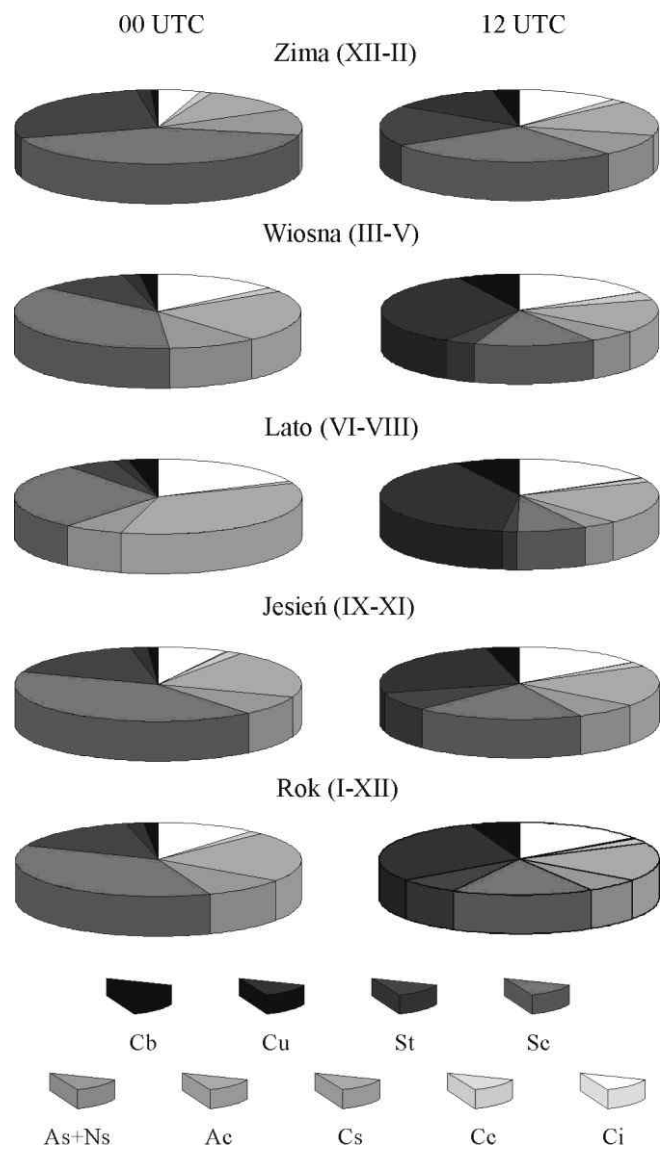
Żmudzka E., Kossowska-Cezak U., Dobrowolska M., 2003, *Circulation's Requirements of the Urban Heat Island Variations in Warsaw*. [w:] K. Kłysik, T. Oke, K. Fortuniak, S. Grimmond, J. Wibig (red.), *Proceedings*, t. 1., Fifth International Conference on Urban Climate, 1-5 IX 2003, Łódź, Poland, s. 163-166.



Rysunek 1. Odchylenia średnich miesięcznych wielkości zachmurzenia w okresie 1951-2000 od średniej 50-letniej w Warszawie (A) i Polsce nizinnej (B) (wartości wygładzone przez średnią ruchomą 10-letnią) (Żmudzka 2008)

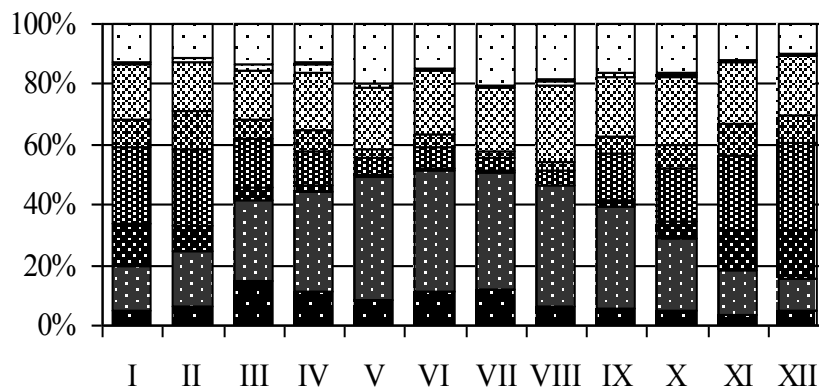


Rysunek 2. Przebieg roczny wielkości zachmurzenia w Warszawie-Okęciu i Świdrze (1991-2000)

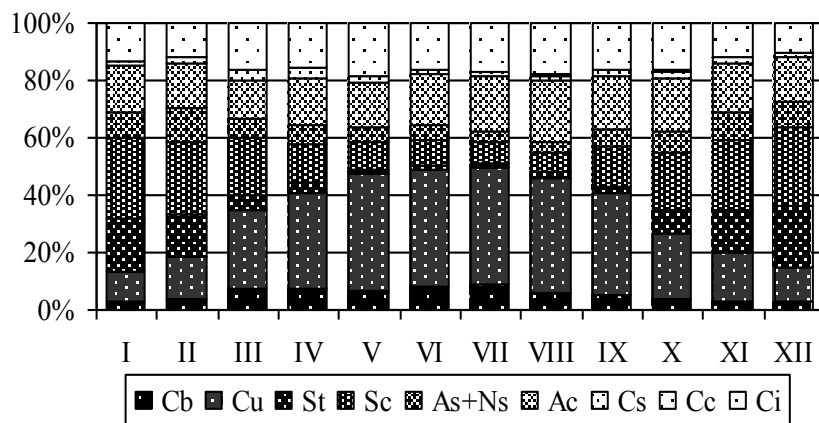


Rysunek 3. Udział rodzajów chmur w zachmurzeniu o godzinie 00 i 12 UTC w Warszawie-Okęciu (1966-2000) – pory roku i rok (Żmudzka 2007)

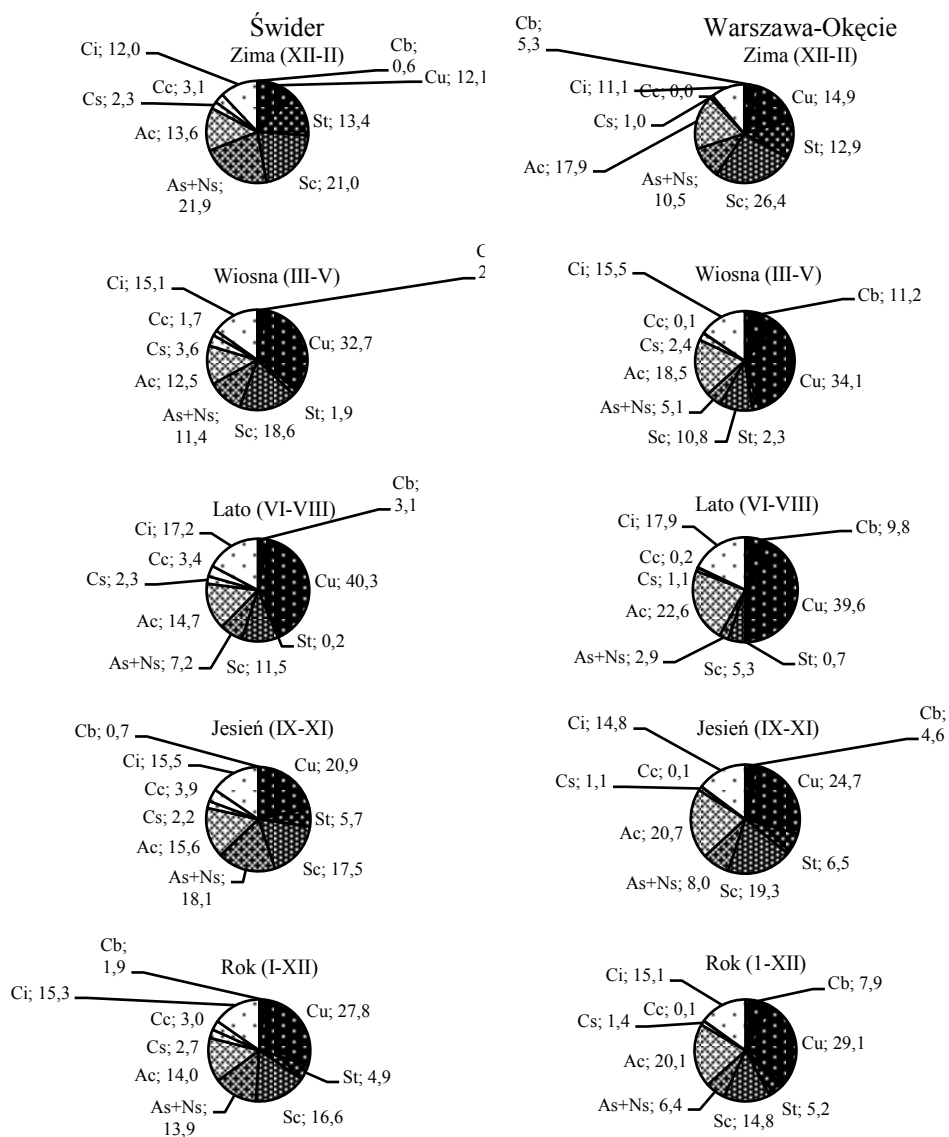
Warszawa-Okęcie



Świder



Rysunek 4. Przebieg roczny udziału poszczególnych rodzajów chmur w zachmurzeniu na stacjach Warszawa-Okęcie i Świder (1991-2000)



Rysunek 5. Udział procentowy rodzajów chmur w zachmurzeniu w terminie południowym na stacjach Warszawa-Okęcie i Świder (1991-2000)

MARIA STOPA-BORYCZKA
JERZY BORYCZKA
JOLANTA WAWER
MAGDALENA DOBROWOLSKA
MICHAŁ OSOWIEC
ELŻBIETA BŁAŻEK
JAN SKRZYPCZUK

**XXIV. KLIMAT WARSZAWY I MIEJSCOWOŚCI
STREFY PODMIEJSKIEJ**

atlas

WSPÓLZALEŻNOŚCI
PARAMETRÓW
METEOROLOGICZNYCH
I GEOGRAFICZNYCH
W POLSCE

Warszawa 2010

VII. KLIMAT WARSZAWY I INNYCH MIAST POLSKI

Tom Atlasu XXIII jest częścią syntezy badań studenckich w zakresie naturalnych i antropogenicznych zmian klimatu miast Polski:

- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wawer J., Dobrowolska M., Osowiec M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2009, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, t. XXIII. *Klimat Warszawy i innych miast Polski, Studia porównawcze* (red.: K. Błażejczyk, M. Stopa-Boryczka, J. Boryczka, J. Wawer, W. Żakowski), Wyd. UW, ss. 383

Celem badań jest określenie cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski na przykładzie Warszawy – miasta nizinnego, położonego na Mazowszu w Kotlinie Warszawskiej ($\varphi = 52,1^\circ$, $\lambda = 21,0^\circ$, $H = 106$ m n. p. m) i Krakowa – miasta położonego w Kotlinie Podkarpackiej – Bramie Krakowskiej ($\varphi = 50,1^\circ$, $\lambda = 20,0^\circ$, $H = 206$ m n.p.m).

Z tytułów publikacji i prac magisterskich wynika, 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 prac dotyczy Mazowsza i całej Polski. Podstawą tych opracowań były głównie dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z drugiej połowy XX wieku.

Jednym z istotnych celów pracy jest określenie zakresu deformacji pola temperatury powietrza w Polsce przez miasta. Problem ten rozwiązano przede wszystkim na przykładach Warszawy i Krakowa.

Warszawa na tle otoczenia wyróżnia się przede wszystkim wyższą temperaturą minimalną (w nocy jest znacznie cieplejsza); dłuższym okresem bezprzymrozkowym i wegetacyjnym, mniejszą wilgotnością względną i większym niedosytem wilgotności, większym zachmurzeniem nieba i mniejszą liczbą dni pogodnych, większymi sumami opadów atmosferycznych, mniejszą liczbą dni z mgłą (mniej inwersji termicznych) oraz znacznie mniejszą prędkością wiatru, mniejszą liczbą dni z wiatrem silnym, większą liczbą dni z wiatrem bardzo słabym i większym udziałem dni bezwietrznych (Stopa-Boryczka, Boryczka i inni, 1995).

Zasadniczym celem 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 trzydziestopięcioletnia 1966-2000. Dotyczą one liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, częstości dobowych sum opadów ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną.

Oryginalną część pracy stanowi rozdział pt. „Przeszłość i teraźniejszość klimatu miast Polski w pracach magisterskich Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego”. Najważniejsze wyniki badań studenckich dotyczą następujących problemów:

- Długookresowe zmiany klimatu miast Polski
- Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski
- Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski

- Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski
- Stan aerosanitarny miast w Polsce

Powyższe problemy badawcze stanowiły tematy 26 prac magisterskich. Najwięcej z nich (14) dotyczyło długookresowych zmian klimatu miast Polski i ich cyrkulacyjnych uwarunkowań .

SPIS TREŚCI (23)

I	WPROWADZENIE	9
II	KLIMAT POLSKI W PUBLIKACJACH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO – Maria STOPA-BORYCZKA, Jerzy BORYCZKA	13
III	CYKLICZNE WAHANIA TEMPERATURY I OPADÓW W POLSCE W XIX-XXI WIEKU - J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, K. Grabowska, J. Wawer, E. Błażek, J.Skrzypczuk	43
IV	ZMIANY OKRESOWE I TENDENCJE NIEKTÓRYCH ZJAWISK POGODO WYCH W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM WARSZAWY I KRAKOWA - J. Boryczka, M. Stopa-Boryczka, K.Grabowska, J. Wawer, E.Błażek J. Skrzypczuk	53
V	PRZESZŁOŚĆ I TERAŹNIEJSZOŚĆ KLIMATU MIAST POLSKI W PRACACH MAGISTERSKICH ZAKŁADU KLIMATOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO	76
5.1.	Długookresowe zmiany klimatu miast Polski	77
5.1.1.	Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 (1984) - Bogumiła DĄBROWSKA (opiekun naukowy: J. Boryczka).	77
5.1.2.	Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985 (1989 - Konrad klechta (opiekun naukowy: J. Boryczka).	85
5.1.3.	Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813- 1980 (1986) - Dorota DĘBSKA (opiekun naukowy: J. Boryczka).	91
5.1.4.	Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 (1989) - Katarzyna Grzęda (opiekun naukowy: J. Boryczka).	100
5.1.5.	Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie (1990) - Małgorzata TOMASIK, (opiekun naukowy: J. Boryczka).	109
5.1.6.	Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX-XX wieku (2002) - Mariusz Tomaszewski (opiekun naukowy: J. Boryczka)	118
5.1.7.	Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca - Robert Duma (1999) (opiekun naukowy: J. Boryczka).	126
5.2.	Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski	133
5.2.1.	Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (2007) - Hanna Gołdowska (opiekun naukowy: J. Boryczka).	133
5.2.2.	Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego (2005) - Mariusz Cebula (opiekun naukowy: U. Kossowska- Cezak)	146
5.2.3.	Okresowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2005) - Marta Maciejak (opiekun naukowy: J. Boryczka)	164
5.2.4.	Typy cyrkulacji atmosferycznej a prędkość wiatru w Warszawie i Krakowie (2005) - Paulina Piątkowska (opiekun naukowy: D. Martyn)	173
5.2.5.	Częstość występowania burz w zależności od typów cyrkulacji atmosferycznej w Warszawie i Krakowie w latach 1961-1990 (2007) - Agata Kosińska (opiekun naukowy : K. Grabowska)	183

5.2.6.	Maksima dobowe opadów atmosferycznych w Warszawie i Krakowie (2009) - Joanna Maroszek (opiekun naukowy: J. Wawer)	191
5.2.7.	. Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany pokrywy śnieżnej w Warszawie i Krakowie (2005) - Ewa Kaniewska (opiekun naukowy: E. Żmudzka)	204
5.3.	Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski	216
5.3.1.	Promieniowanie całkowite w Warszawie w okresie 1966-1970	216
5.3.2.	Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu	229
5.3.3.	Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku (2005) - Przemysław Szaniawski (opiekun naukowy: E. Żmudzka)	238
5.3.4.	Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce (2006) - Urszula Citko (opiekun naukowy: J. Wawer)	258
5.4.	Cechy wilgotnościowe klimatu miast	268
5.4.1.	Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995 (2005) - Małgorzata Maciejak (opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)	268
5.4.2.	Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce (2006) - Monika Zienowicz (opiekun naukowy: M. Stopa-Boryczka)	281
5.4.3.	Tendencje rocznych zmian zachmurzenia w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 (2006) - Karol Styś (opiekun naukowy: K. Grabowska)	292
5.4.4.	Tendencje zmian opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1951-1990 (2008) - Magdalena Gozdecka (opiekun naukowy: J. Wawer)	304
5.5.	Stan aerosanitarny miast w Polsce	314
5.5.1.	Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków) (2000) Żaneta Wicher Vel Wichrowska (opiekun naukowy: J. Boryczka)	314
5.5.2.	Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykła- dzie Krakowa i Warszawy (2004) - Agata Kielmer (opiekun naukowy; B. Kicińska)	324
5.5.3.	Zanieczyszczenie powietrza dwutlenkiem azotu w Warszawie i Krakowie w latach 1994-1998 (2006) - Izabela Gołębczyk (opiekun naukowy; B. Kicińska)	335
VI	DEFORMACJA PÓL ZMIENNYCH METEOROLOGICZNYCH W POLSCE PRZEZ CZYNNIKI NATURALNE I ANTROPOGENICZNE	346
6.1.	Empiryczne równania przebiegów rocznych temperatury powietrza (na przykładzie 32 miast Polski)	346
6.2.	Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa (1997) - Iwona Cieśla (opiekunowie naukowcy: M. Stopa-Boryczka, J. Wawer)	364
VII	ZAKOŃCZENIE	369
VIII	LITERATURA	377

Ważniejsze wyniki badań

Ochłodzenia i ocieplenia klimatu są kształtowane wahaniem dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi, zależnej od stałej słonecznej i zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze – pochłaniających i rozpraszających promieniowanie słoneczne. Cyrkulacja atmosferyczna warunkuje transport magazynowanej głównie w strefie międzyzwrotnikowej, energii słonecznej w stronę biegunów.

Temperatura powietrza w Europie (i Polsce) cechuje się cyklicznością około 8-, 11-, 100- i 180-letnią. Cykle wyznaczono metodą „sinusoid regresji” J. Boryczki ($T = a_0 + b \sin(2\pi t/\Theta + c)$, gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – przesunięcie fazowe).

W Europie (i w Polsce) dominują około 8-letnie okresy temperatury powietrza o dużych amplitudach $\Delta T = 2b = T_{\max} - T_{\min}$ (°C). Na przykład w styczniu wynoszą one: Warszawa – 8,3 (1,28°C), Kraków – 8,3 (1,38°C), Wrocław – 8,3 (1,50°C), Lwów – 8,3 (1,28°C), Praga – 7,8 (1,52°C), Berlin – 7,7 (1,94°C), Genewa – 8,4 (0,84°C), Wiedeń – 7,8 (1,10°C), Rzym – 7,3 (0,076°C), Sztokholm – 6,6 (1,48°C), Kopenhaga – 7,8 (0,62°C), Moskwa – 9,3 lat (1,60°C). W lipcu okresowość jest zbliżona, lecz amplitudy są prawie o połowę mniejsze.

Dużą rolę w kształtowaniu klimatu odgrywają długie cykle: 102- i 187-letni aktywności Słońca. Analogiczne okresy są obecne w seriach pomiarowych temperatury powietrza: Oto okresy około 100-letnie temperatury powietrza w Europie w styczniu: Warszawa – 116,1, Kraków – 102,0, Wrocław – 129,0, Lwów – 118,0, Praga – 148,0, Wiedeń – 90,2, Bazylea – 127,2, Kopenhaga – 87,0, Anglia – 95,1, Sztokholm – 97,8, Greenwich – 98,8 lat. Zbliżona okresowość około 100-letnia występuje również w lipcu: Warszawa – 102,0, Praga – 117,3, Wiedeń – 94,3, Bazylea – 89,6, Ryga – 115,5, Greenwich – 79,9 lat

W najdłuższych seriach pomiarowych są obecne także okresy prawie dwuwiekowe, zbliżone do okresu planetarnego 178,9 lat, po upływie którego powtarzają się wartości parametrów Układu Słonecznego. Na przykład: Kraków (lipiec – 179,8), Lwów (lipiec – 158,8), Berlin (styczeń – 236,9, lipiec – 154,4), Kopenhaga (lipiec – 175,2), Anglia środkowa (styczeń – 191,1), Uppsala (styczeń – 193,3), Innsbruck (styczeń – 164,2), Trondheim (styczeń – 207,7 lat).

Tendencje temperatury powietrza (a), określone równaniami prostych regresji $T = a_0 + at$ w zimie są na ogół rosnące: Warszawa (1779-1998) – styczeń (1,36 °C/100 lat), lipiec 0,15°C/100 lat), Kraków (1827-1997) – styczeń (1,71°C), lipiec (0,33°C), Lwów (1824-2002) – styczeń (0,53°C), lipiec (0,22°C), Berlin (1769-1990) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,33°C), Genewa (1769-1980) – styczeń (1,23°C), lipiec (0,08°C), Wiedeń (1775-2002) – styczeń (0,84°C), lipiec (0,02°C), Rzym (1811-1969) – styczeń (0,36°C), lipiec (0,08°C), Sztokholm (1756-1994) – styczeń (1,12°C), lipiec (0,11°C), Kopenhaga (1768-1991) – styczeń (0,94°C), lipiec (0,01°C), Moskwa (1881-2002) – styczeń (3,54°C), lipiec (0,92°C).

W Europie (i Polsce) przede wszystkim zimy są coraz cieplejsze. Nie wiadomo, jaka część postępującego ocieplenia klimatu jest efektem oddziaływania czynników naturalnych, a jaka – czynników antropogenicznych. Ocieplenie klimatu w XIX-XX wieku może być wywołane wzrostem aktywności Słońca i spadkiem aktywności wulkanicznej na ziemi.

Na klimat Europy (i Polski) dominujący wpływ mają dwa główne centra pola ciśnienia atmosferycznego: Niz Islandzki i Wyż Azorski. Te dwa centra ciśnienia związane z różnicą temperatury między wodą Atlantyku Północnego i lądem są w ciągu roku ze sobą ujemnie skorelowane (North Atlantic Oscillation, NAO). Wskaźnik *NAO* w latach 1825-2000 cechuje się okresowością 8-letnią, kilkunastoletnią i 106,3-letnią.

Zmienność wiekową temperatury powietrza w zimie i lecie w 40 miejscowościach europejskich scharakteryzowano, zestawiając po 10 najzimniejszych i najładniejszych styczniów oraz po 10 najcieplejszych i najchłodniejszych lipców.

Najmroźniejsze stycznie w Europie wystąpiły: Warszawa – 1838 (-13,5°C), 1963 (-11,5), Kraków – 1848 (-12,4), 1963 (-10,0), Wrocław – 1803 (-11,9), 1830 (-11,6), 1963 (-10,6), Moskwa – 1893 (-21,7), 1942 (-20,3), Lwów – 1942 (-12,6), 1838 (-12,3), Ryga – 1803 (-17,1), Wilno – 1803 (-19,1°C). Najcieplejsze pory letnie wystąpiły: War-

szawa – 1796 (3,5), 1983 (3,4), Kraków – 1921 (3,5), Moskwa – 1983 (-4,1) Lwów – 1936 (2,4) Ryga – 1989 (2,5) Wilno – 1989 (1,1).

Rekonstrukcje i prognozy otrzymano na podstawie interferencji wykrytych cykli temperatury powietrza

$$f(t) = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin\left(\frac{2\pi}{\Theta_j} t + c_j\right)$$

gdzie: Θ_j , b_j , c_j – to parametry istotnych statystycznie cykli (na poziomie istotności 0,05). W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli o dość dużych amplitudach (istotnych) będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. Według tych prognoz, w XXI wieku można oczekiwać ochłodzenia – zwłaszcza więcej mroźnych zim.

W XIII tomie *Atlasu* dominują nowe wyniki badań uzyskane na podstawie krótszych serii pomiarowych – z drugiej połowy XX wieku.. Dotyczą one podstawowych elementów meteorologicznych: temperatury i wilgotności powietrza , zachmurzenia i opadów atmosferycznych, ciśnienia i prędkości wiatru oraz 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 równania prostych regresji $y = A_0 + At$ 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 $y = 0,4088 t - 787,71$ 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 ($R = 0,49$):

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

$$y = 28,3 + 2,941 \cdot \sin(2\pi t/3,7 - 3,062), \quad (\text{Kraków})$$

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 ($R = 0,45$, $R = 0,50$):

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

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

Istotne znaczenie poznawcze i praktyczne ma porównanie empirycznych histogramów i dystrybuant z rozkładem teoretycznym (normalnym). Na ogół empiryczne rozkłady prawdopodobieństwa: liczby dni z burzą, maksymalnych dobowych sum opadów, częstości dobowych sum ≥ 10 mm i liczby dni z pokrywą śnieżną, dotyczące roku, są

zbliżone do rozkładu normalnego (wg testu Kołmogorowa-Smirnowa $+D_n = \max |F_{emp} - F_{teor}|$ na poziomie 0,05). 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 kilkunastu prac dyplomowych dotyczących cykliczności i tendencji zmian klimatu miast Polski przedstawiono najważniejsze wyniki badań, w odniesieniu do literatury klimatologicznej. Każdy problem badawczy scharakteryzowano, wybierając przykładowo po dwie prace magisterskie.

Długookresowe zmiany klimatu miast Polski

Zagadnienie to najlepiej przedstawiono w pracach magisterskich: *Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie (Tomasik 1990)*, *Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca (Duma 1999)*.

Według Tomasik, w przebiegach wiekowych temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie 1813-1979, we wszystkich przedziałach czasowych (tj. sezonach, półroczach i roku) można wyróżnić okresy, w których wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszył przyrost wartości drugiego, a spadkowi jednego – obniżenie wartości drugiego.

Przedstawione powyżej związki występują w latach skrajnych badanego wielolecia jak również na przełomie XIX i XX wieku. Należy podkreślić, iż długość tych przedziałów czasu jest różna w zależności od pory roku, półrocza i roku.

W sezonach zimowym i jesiennym oraz w półroczu i roku zarówno temperatura jak też opad wykazują tendencję wzrostową w badanym wieloleciu. Przyrosty temperatury odpowiednio wynoszą: 2,3°C; 1,0°C; 1,9°C; 1,2°C, natomiast opadu: 18,0 mm; 11,4 mm; 23,0 mm; 19,0 mm.

W przebiegu rocznym w XIX wieku wzrostowi temperatury w czasie odpowiada spadek sum opadu. W wieku XX spadkowi temperatury towarzyszy wzrost sum opadów. Wartości ekstremalne niektórych cykli (sinusoid) temperatury i opadów przypadają prawie na te same lata. I tak np. w sezonie letnim maksimum cyklu 81-letniego temperatury i 6-letniego opadu przypada na ten sam rok tj. 1816. Należy zaznaczyć, że poszczególne cykle temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są zbliżone do pojedynczych cykli aktywności Słońca obejmujących: 5; 11,1; 17; 21,4; 25; 29; 33; 45; 56; 95; 180 lat.

Według Dumy, podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej (ponad 1000 *DVI*), pył wulkaniczny zawarty w atmosferze wpływa na średnią roczną temperaturę powietrza w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, a także w Anglii środkowej. Długie serie pomiarowe w Polsce (Warszawa – 1780 - 1990, Kraków – 1827 - 1990, Wrocław – 1852 - 1980) oraz w Anglii środkowej (1659 - 1973) pozwoliły na wyznaczenie czterech okresów (w Polsce) oraz siedmiu (w Anglii środkowej), w których wystąpiło ochłodzenie po erupcjach wulkanicznych. Największy spadek temperatury powietrza w Krakowie (o 3,6° C) wystąpił w drugiej połowie lat 30-tych XIX wieku, a w Warszawie (o

2,6°C) – w zimie, po erupcji wulkanu Coseguina w 1835 roku. Natomiast największy spadek temperatury powietrza w Anglii środkowej (o 2,5°C), wystąpił także w zimie, po erupcji wulkanu Ghaie w 1878 roku.

O wpływie aktywności Słońca i pyłów wulkanicznych na klimat w Polsce, świadczy rozległe maksimum (około 1830 roku) wskaźnika DVI w cyklu 200-letnim i głębokie minimum aktywności Słońca (około 1815 roku) w cyklu 100-letnim. Przypadają one w pobliżu minimów temperatury powietrza w Warszawie w cyklach 100- i 200-letnim – około 1815 i około 1830. Wyniki badań świadczą o znaczącym wpływie zapylenia atmosfery w wyniku wzmożonej aktywności wulkanicznej na klimat -jego ochłodzenie na początku XIX wieku.

Cyrkulacyjne uwarunkowania klimatu miast Polski

O wpływie Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę powietrza w Polsce i o samej cyrkulacji atmosferycznej nad Polską informują prace pt.

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na okresowe zmiany temperatury powietrza w Polsce w XIX-XX wieku (Goldowska 2007), Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską według typologii B. Osuchowskiej-Klein i J. Lityńskiego (**Cebula 2005**)

Oscylacja Północnoatlantycka charakteryzuje się okresowością o długościach: 2,4-3,3; 3,6-6,6; 7,3-10,0; 10,5-12,5; 13,1-15,5; 16,6-45,5; 67,6-136,5 lat. Zbliżoną cykliczność wyznaczono na podstawie nieco dłuższych serii pomiarowych temperatury powietrza w badanych miastach: Kraków(1826-1997), Warszawa (1779-2006), Wrocław (1792-2006). Temperatura powietrza zarówno w Krakowie jak i w Warszawie i Wrocławiu jest najsilniej skorelowana ze wskaźnikiem NAO w chłodnej porze roku – od listopada do marca, a najmniej od czerwca do sierpnia. (szczególnie w styczniu). Współczynnik korelacji temperaturą powietrza ze wskaźnikiem NAO jest największy w styczniu: $r = 0,62$ – Wrocław, $r = 0,56$ – Warszawa, $r = 0,52$ – Kraków.

Na podstawie dwóch całkowicie różnych metodycznie klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej Osuchowskiej-Klein i Lityńskiego w latach 1951-1990 porównano (typy Lityńskiego (TC_L) z odpowiednimi typami Osuchowskiej-Klein (TC_{OK}). Za podstawę przyjęto klasyfikację Osuchowskiej-Klein, ze względu na mniejszą liczbę typów, jak też istniejący kalendarz codziennych wartości od 1901 r. – czyli . za okres 90 lat. W dniach z cyrkulacją południową B , prawie z taką samą częstością występują TC_L cyklonalne.

Wyjątek stanowią dni z typem CB, w których częściej pojawiają się TC_L cyklonalne N (15,4%), niż W (10,5%), Wyjątek ten wynika prawdopodobnie stąd, że w klasyfikacji Osuchowskiej-Klein nie ma wydzielonych typów z kierunku północnego.

Cechy solarne i termiczne klimatu miast Polski

Promieniowanie słoneczne w Belsku w latach 1981-1990 i zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku charakteryzują wyniki badań przedstawione w pracach magisterskich:

- *Zmiany roczne promieniowania słonecznego na Mazowszu (Bogdan 1997) i*
- *Zmienność temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku (Szaniawski 2005)*

Największym promieniowaniem całkowitym w badanym 10-leciu wyróżniał się czerwiec 1986 roku: suma miesięczna – $67,3 \text{ kJcm}^{-2}$, (suma dobową 2242 Jcm^{-2}); Najmniejszym zarówno promieniowaniem, jak i usłonecznieniem odznaczał się grudzień 1982 roku: 7,6 godzin ze słońcem, tj. 0,2 godz./dzień oraz sumą miesięczną $3,6 \text{ kJcm}^{-2}$ (suma dobową 15 Jcm^{-2}). Zakres zmian sum miesięcznych był większy w miesiącach półrocza ciepłego niż chłodnego. Największą sumę dobową promieniowania całkowitego 3050 Jcm^{-2} zmierzono w dniu 22 VI 1983, a najmniejszą – wynoszącą zaledwie 21 Jcm^{-2} – 18 XII 1982, Związek sum całkowitego promieniowania słonecznego z usłonecznieniem rzeczywistym jest bardzo silny. Współczynnik korelacji sum rocznych wyniósł $r = 0,77$. Zauważono znaczne silniejszy związek ich sum miesięcznych w lecie niż w zimie. Znacznie silniejszą zależność wykazywały też sumy dobowe, sięgającą nawet $r = 0,98$ w czerwcu 1983 roku, niż sumy miesięczne czy sezonowe. Zależność sum całkowitego promieniowania słonecznego od usłonecznienia rzeczywistego określają w przybliżeniu proste regresji, których współczynniki zmieniają się w ciągu roku.

Celem kolejnej pracy jest określenie zmian temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku oraz ich uwarunkowań cyrkulacyjnych. Największy (istotny statystycznie na poziomie 0,01) wzrost temperatury ($1,1^\circ\text{C}/50$ lat) stwierdzono w północno-zachodniej Polsce, najmniejszy ($0,7^\circ\text{C}/50$ lat), nieistotny statystycznie, zaś w środkowej i północno-wschodniej części kraju. Latem (przede wszystkim w czerwcu) oraz jesienią w latach 1951–2000 wystąpił nieznaczny spadek temperatury – w środkowej i północno-wschodniej Polsce.

W przebiegu temperatury powietrza na obszarze Polski wystąpiło kilka istotnych składowych cyklicznych. Potwierdzono m.in. dominację ok. 8-letniego cyklu temperatury (wyjaśniającego do 30% jej wariacji). Jest on synchroniczny na obszarze Polski - data pierwszego maksimum przypada około roku 1959. Cykl ten jest nieco słabszy w północno-wschodniej części kraju (istotny jest on dopiero od końca lat 60. Składowe okresowe: 8- i 5,5-letnia dominują zimą i wiosną, a jesienią najważniejszy jest cykl 4,6-letni. Latem największy procent zmienności temperatury wyjaśniają cykle krótkie (najczęściej 2 lub 3-4-letnie).

Stwierdzono silną zależność temperatury powietrza od prędkości wiatru geostroficznego, szczególnie od jego składowej zachodniej i od wskaźnika NAO. Wzrost średniej rocznej temperatury powietrza od końca lat 80. może wynikać z nasilenia przenosu zachodniego, szczególnie w sezonie zimowym. Związek temperatury z prędkością wiatru geostroficznego i wskaźnikiem NAO różni się znacznie pod względem siły w poszczególnych porach roku oraz w zależności od regionu Polski. Korelacja średniej rocznej temperatury powietrza (dodatnia) z prędkością wiatru geostroficznego (ze składową zachodnią i wypadkową prędkością) i wskaźnikiem NAO jest największa na północno-zachodzie kraju.

Cechy wilgotnościowe klimatu miast Polski

Cechy wilgotnościowe i nefologiczne w Polsce przedstawiają kolejne prace pt.. *Tendencje zmian wilgotności powietrza w Polsce w latach 1966-1995* (Maciejak 2005) i *Zmiany roczne zachmurzenia w Polsce* (Zienowicz 2006)

Z przeprowadzonych badań ciśnienia pary wodnej w powietrzu wynika, że na wy-

żynach i w kotlinach podkarpackich, zaznacza się nieznaczna ujemna tendencja jesienią (Kielce i Kraków: $-0,12$ hPa/ 10 lat) oraz dodatnia w pozostałych porach roku i średnio w roku. W poszczególnych miesiącach zmiany też są niewielkie, na ogół rosnące. Spadki wilgotności występują w pojedynczych miesiącach zimowych, wiosennych i jesiennych (Kielce: II, V, X, XI; Kraków: II, V, VI, X, XI).

Widma zmian ciśnienia pary wodnej zawierają zbliżoną liczbę cykli w Kielcach i Krakowie. Największe wahania ciśnienia pary wodnej (największe amplitudy) występują latem i zimą, a najmniejsze – średnio w roku. Znacznie częściej istotne statystycznie są cykle w Kielcach. Ciśnienie pary wodnej w Polsce ulega cyklicznym zmianom o znacznych amplitudach. Cykle 7,1 – 8,0 letnie jesienią, zimą i średnio w roku, a także latem w Kielcach były silnie zdeterminowane ($R=0,623$; jesień – Kielce) i istotne statystycznie na poziomie 5% lub 10%. Ich amplituda wahań wyniosła około 0,9 hPa. Cykle o takiej długości należą do najbardziej istotnych statystycznie. W najdłuższych cyklach ponad 11,1 letnich amplituda ciśnienia pary wodnej wynosi od 0,08 hPa (rok – Kraków) do 0,82 hPa (zima - Kraków). Najsilniejsze cykle występują zimą, a najslabsze średnio w roku. Cykle zimowe cechuje wysoka istotność statystyczna, a współczynniki korelacji oscylują w granicach 0,5 (Kraków $R= 0,537$, Kielce $R= 0,480$). Wśród długich cykli dość często występują cykle około 16-to letnie (jesień, zima). Natomiast średnio w roku w obu miastach występują cykle około 14-to letnie.

W drugiej pracy zbadano cykliczność i tendencje zmian zachmurzenia w Polsce w latach 1966-1995. na przykładzie Warszawy i Krakowa. Charakter przebiegu tendencji zmian w Warszawie i Krakowie w latach 1966-1995 w skali roku był bardzo podobny, znacznie większe różnice wystąpiły w tendencjach sezonowych. W analizowanym okresie roczne wartości zarówno na stacji Warszawa – Okęcie jak i Kraków - Balice charakteryzowały się tendencją malejącą. W Warszawie jak i w Krakowie zachmurzenie maleje przy czym w Warszawie – o 1,22% /10 lat, a w Krakowie – o 1,03% /10 lat. W ciągach czasowych średnich miesięcznych wartości ciśnienia wykryto pięć cykli: 2,2-2,9 lat, 3,0-4,8 lat, 5,0-6,8 lat, 7,2-9,9 lat oraz 10,5-25,5 lat.

Stan arosanitarny miast w Polsce

Wpływ warunków meteorologicznych na zanieczyszczenia powietrza w Warszawie i Krakowie charakteryzują kolejne prace magisterskie: *Tendencje zmian zanieczyszczeń powietrza w Polsce na przykładzie wybranych miast (Gorzów Wielkopolski, Warszawa, Kraków)* (**Wicher Vel Wichrowska 2000**), *Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza na przykładzie Krakowa i Warszawy* (**Kielmer 2004**)

Celem drugiej pracy jest określenie wpływu kierunku i prędkości wiatru, wilgotności względnej powietrza i opadów atmosferycznych na zmianę stężenia dwutlenku siarki i dwutlenku azotu w Krakowie i Warszawie. Stężenie siarki w latach 1993-1997 było większe w Krakowie niż w Warszawie. Średnie stężenie SO_2 w całym pięcioleciu w Krakowie wyniosło $43,7 \mu g/m^3$, a w Warszawie $28,7 \mu g/m^3$. W obu miastach porą roku o najmniejszym stężeniu SO_2 było lato, a porą roku o największym stężeniu SO_2 była zima. Najmniejsze różnice w średnim stężeniu SO_2 między Krakowem a Warszawą były latem, a największe zimą. Stężenie SO_2 charakteryzowało się podobną, dużą zmiennością roczną i niewielką zmiennością tygodniową. Średnie stężenie dwutlenku azotu w latach 1993-1997 w Krakowie ($36,5 \mu g/m^3$) i w Warszawie ($37,2 \mu g/m^3$) było zbliżone. Porą roku o najmniejszym stężeniu NO_2 w obu miastach było lato, a porą roku

o największym stężeniu NO₂ była: w Krakowie – zima, a w Warszawie – jesień. Stężenie NO₂ charakteryzowało się niewielką zmiennością roczną, natomiast dużą zmiennością tygodniową. Wpływ kierunku wiatru na stężenie SO₂ i NO₂ określono przez liczbę dni ze stężeniem SO₂ do 32 µg/m³, a NO₂ – do 50 µg/m³. Największy udział liczby dni ze stężeniem SO₂ do 32 µg/m³ w Krakowie występuje przy wietrze północno-zachodnim, a tylko jesienią przy wietrze południowo-wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO₂ do 32 µg/m³ występuje przy wietrze północnym, północno-wschodnim i wschodnim. W Krakowie największy udział liczby dni ze stężeniem SO₂ powyżej 32 µg/m³, występuje przy wietrze północno-wschodnim i wschodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem SO₂ powyżej 32 µg/m³ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. Największy udział liczby dni ze stężeniem NO₂ do 50 µg/m³ w Krakowie był przy wietrze północno-wschodnim i zachodnim. W Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO₂ do 50 µg/m³ występuje przy różnych kierunkach wiatru w zależności od pory roku. W Krakowie i w Warszawie największy udział liczby dni ze stężeniem NO₂ powyżej 50 µg/m³ występuje przeważnie przy wietrze południowo-wschodnim, południowym i południowo-zachodnim.

Deformacja pól zmiennych meteorologicznych w Polsce przez czynniki naturalne i antropogeniczne

Cechy klimatu miasta nizinnego i położonego w kotlinie podgórskiej w odniesieniu do średnich z całego obszaru Polski przedstawiono w pracy magisterskiej pt. *Cechy charakterystyczne klimatu miast Polski z wyodrębnieniem Warszawy i Krakowa* (Cieśla 1997).

Warszawa wyróżnia się na tle Polski wyższą temperaturą powietrza, szczególnie latem, gdy uwidaczniają się wpływy warunków podłoża (w czerwcu $\Delta T = 1,4^{\circ}\text{C}$, $\Delta T_{\text{max}} = 1,3^{\circ}\text{C}$ i $\Delta T_{\text{min}} = 1,2^{\circ}\text{C}$), co wpływa na skrócenie okresu przymrozkowego i mroźnego. Wilgotność powietrza jest w Warszawie mniejsza niż średnia w Polsce ($\Delta f = -7\%$ w czerwcu), a niedosyt wilgotności większy ($\Delta \Delta = -2,0$ hPa w sierpniu). Warszawa wyróżnia się także większym zachmurzeniem ($\Delta N = 0,3$ w styczniu), mniejszą liczbą dni pogodnych ($\Delta Lo = -1,3$ w październiku) oraz mniejszą liczbę dni z mgłą - ze względu na małą ilość inwersji termicznych ($\Delta L_m = -1,9$ w sierpniu). Kotlina Warszawska, w której położona jest Warszawa, należy do obszarów deficytowych w wodę opadową, dlatego w Warszawie notuje się mniejszą sumę opadów atmosferycznych ($\Delta O = -28$ mm w sierpniu). Równinny teren Kotliny Warszawskiej powoduje swobodny przepływ powietrza w okolicy Warszawy, dlatego obserwuje się tu zwiększoną prędkość wiatru ($\Delta v = 3.5$ m/s w październiku).

Kraków położony w klimatycznym subregionie podkarpackim, w którym przeważają wpływy sąsiednich gór i wyżyn, charakteryzuje się długim i ciepłym latem, a temperatura powietrza jest wyższa niż w Polsce ($\Delta T = 0,9^{\circ}\text{C}$ w maju. $\Delta T_{\text{max}} = 2,1^{\circ}\text{C}$ w sierpniu, $\Delta T_{\text{min}} = 1,5^{\circ}\text{C}$ w maju i w czerwcu).

Wilgotność względna powietrza podlega dużym wahaniom pod wpływem ekspozycji terenu w stosunku do Słońca i napływu mas powietrza oraz form rzeźby. Ogólnie jest ona większa latem niż zimą ($\Delta f = 3\%$ w czerwcu), natomiast częste zimowe inwersje temperatury w dolinie Wisły powodują spadek wilgotności wraz z wysokością nad poziomem morza, natomiast latem zwiększa się ona wraz z wysokością. Zachmurzenie w Krakowie nie

różni się zbytnio od średniego na obszarze Polski, tylko wczesną jesienią jest ono mniejsze niż w Polsce ($\Delta N = -0,5$ w sierpniu). W Krakowie zaobserwowano mniejszą liczbę dni pochmurnych ($\Delta L_{\bullet} = -2,9$ w styczniu), gdyż miasto znajduje się pod wpływem wiatru halnego, który przynosi nad zbocza suche masy powietrza, nie sprzyjające tworzeniu się chmur. Rzeźba terenu wywiera bardzo silny wpływ na opady atmosferyczne w Krakowie. Na wypukłych formach terenowych sumy roczne są o około 20% wyższe niż na wklęsłych. Niedobory opadów zdarzają się głównie na dni doliny Wisły i na południowym skłonie Wyżyny Małopolskiej, natomiast na północnych stokach Wysoczyzny Krakowskiej niedoborów opadów prawie nie ma. Ogólnie w Krakowie niedobory opadowe występują głównie jesienią ($\Delta O = -13$ mm we wrześniu i grudniu). Rzeźba terenu ma duży wpływ na kierunek i prędkość wiatru w Krakowie. Rozkład kierunków wiatru najsilniej modyfikowany jest w dolinach rzecznych. Typowym przykładem jest dolina Wisły w Krakowie, gdzie dominują kierunki zachodnie i wschodnie. Kraków odznacza się bardzo wysoką częstością cisz atmosferycznych (19,6%) i wiatrów słabych.

Tabela 1. Różnice zmiennych meteorologicznych między Warszawą a Polską i Krakowem a Polską w latach 1951-1960

Różnice.	Warszawa			Kraków		
	Ekstrema		Rok	Ekstrema		Rok
	min.	max.		min.	max.	
ΔT (°C)	-0,1; I, II, III	1,4; VI	0,5	-0,3; I	0,9; V	0,5
ΔT_{max} (°C)	-0,2; XI	1,3; VI	0,3	0,6; I	2,1; VII	1,2
ΔT_{min} (°C)	0,0; I	1,2; VI	0,5	0,1; XI	1,5; V, VI	0,9
Δf (%)	-1; I, II, X, XI, XII	-7,0; VI	-3,0	0,0; III, VIII, X	3,0; VI	-0,2
Δe (hPa)	0,0; III, VIII, X	0,7; VI	0,2	0,0; II, XI	1,1; VI	0,4
Δd (hPa)	0,0; III, XI, XII	2,0; VII	0,5	0,0; XL, XII	0,4; VIII	0,1
$\Delta \dot{N}$ (1-10)	0,0; II, III, X	0,3; I	0,0	0,0; II	-0,5; VIII	-0,1
ΔL_0	0,0; II	-1,3; X	-0,8	0,1; XI	-1,1; II	-0,2
ΔL_{\bullet}	0,1; XII	-2,0; VI	-0,7	-0,1; V	-2,9; I	-1,0
ΔL_m	-0,3; VI	-1,9; VIII	-0,6	0,3; I, XI	-2,7; II	-0,3
Δo (mm)	-7,0; XI	-28; VIII	-14,0	1,0; III, IV	-13,0; IX, XII	-3,0
Δv (m/s)	0,4; VIII	3,5; X	1,0	-0,3; III	-0,9; I	-0,6

Tabela 2. Przebieg roczny różnicy średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza między Warszawą-Okęcie i Krakowem-Rakowice a Polską w latach 1951–1960

ΔT	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Warszawa-Okęcie	-0,1	-0,1	-0,1	1,0	1,2	1,4	1,2	1,0	0,5	0,2	0,0	0,0	0,5
Kraków-Rakowice	0,3	0,4	0,6	1,1	0,9	0,7	0,8	0,7	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5

Tabela 3. Przebieg roczny średniej temperatury maksymalnej w latach 1951–1960

T_{max} (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	0,3	0,3	4,9	11,3	16,9	21,1	22,7	22,2	18,0	12,6	5,8	2,8	11,6
Warszawa-Okęcie	-0,3	-0,1	4,5	12,2	17,9	22,4	23,9	23,3	18,6	12,9	5,6	2,4	11,9
Kraków-Observatorium	0,9	1,2	6,2	12,9	18,2	22,3	24,8	23,8	19,1	13,8	6,6	3,6	12,8

Tabela 4. Przebieg roczny średniej temperatury minimalnej w latach 1951–1960

Tmin (°C)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	-5,3	-6,6	-3,2	1,7	6,3	10,3	12,5	11,8	8,0	4,0	0,3	-2,1	3,1
Warszawa-Okęcie	-5,3	-6,7	-3,2	2,4	7,4	11,5	13,4	12,5	8,3	3,9	0,4	-2,0	3,5
Kraków-Observatorium	-4,4	-5,8	-2,3	2,8	7,8	11,8	13,6	12,7	8,7	4,2	0,4	-1,9	0,4

Tabela 5. Średnia dobowa amplituda temperatury powietrza w latach 1951–1960

Ad	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Polska	5,6	6,9	8,1	9,6	10,6	10,8	10,2	10,4	10,0	8,6	5,5	4,9	8,4
Warszawa-Okęcie	5,0	6,6	7,7	9,8	10,5	10,9	10,5	10,8	10,3	9,0	5,2	4,4	8,4
Kraków-Observatorium	5,3	7,0	8,5	10,1	10,4	10,5	11,2	11,1	10,4	9,6	6,2	5,5	8,8

Tabela 6 Przebieg roczny różnic wskaźników wilgotnościowych w latach 1951 - 1960 A - między Warszawą a Polską, B - między Krakowem a Polską

A	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
f (%)	-1	-1	-4	-6	-6	-7	-5	-5	-2	-1	-1	-1	-3
e (hPa)	0,1	0,3	0,0	0,6	0,4	0,7	0,2	0,0	-0,3	0,0	-0,1	-0,1	0,15
Δ (hPa)	-0,1	-0,1	0,0	0,3	1,0	1,3	2,0	1,2	0,6	0,1	0,0	0,0	0,5
B	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
f (%)	-2	-2	0	-1	1	3	-1	0	1	0	-1	-1	-0,2
e (hPa)	-0,1	0,0	0,3	0,5	0,8	1,1	0,7	0,7	0,5	0,2	0,0	-0,1	0,4
Δ (hPa)	0,1	0,2	0,1	0,3	0,4	-0,2	0,3	0,4	-0,3	-0,1	0,0	0,0	0,1

Tabela 7. Przebieg roczny różnic wskaźników opisujących zachmurzenie w latach 1951 – 1960; A - między Warszawą a Polską, B - między Krakowem a Polską, (N - zachmurzenie w skali 0-10, L0 - liczba dni pogodnych, L• - liczba dni pochmurnych)

A	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	0,3	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	0,0	0,2	0,2	0,0
L0	-0,6	0,0	-0,9	-1,1	-0,7	-0,9	-1,0	-0,9	-0,3	-1,3	-1,0	-0,7	-0,8
L•	1,1	-0,4	-0,8	-1,0	-0,6	-2,0	-1,7	-1,3	-1,0	-0,7	0,3	0,1	-0,7
B	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	-0,3	0,0	0,3	-0,2	0,1	0,1	-0,4	-0,5	-0,2	-0,3	-0,1	-0,3	-0,1
L0	-0,4	-1,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,5	0,2	1,0	0,9	-0,4	0,1	-0,3	-0,1
L•	-2,9	-0,8	1,3	-0,8	-0,1	-0,4	-2,0	-2,0	-0,3	-1,1	-0,8	-U	-1,0

Tabela 8. Przebieg roczny różnic średniej liczby dni z mgłą w latach 1951 - 1960 A - między Warszawą a Polską, B - między Krakowem a Polską

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	
Lm	A	0,4	0,9	-1,2	-1,0	-1,7	-0,3	-1,7	-1,9	-1,5	-0,8	0,6	0,9	0,6
	B	-0,3	-2,7	-0,4	-0,6	-1,3	-1,0	-1,6	-0,9	0,6	2,5	0,3	2,0	-0,3

Skróty prac magisterskich

7.1. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979

Autor: Bogumiła DĄBROWSKA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest wskazanie przedziałów czasowych wzrostów i spadków temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979, wyznaczenie empirycznych rozkładów prawdopodobieństwa w odniesieniu do rozkładu normalnego, a także jej związku z aktywnością Słońca (liczbami Wolfa).

Z przeprowadzonych badań zmian temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 wynika wiele interesujących wniosków (tab. 1-4, rys. 1-3).

Rozkład prawdopodobieństwa temperatury powietrza

Dysponując częstością temperatury w danych przedziałach klasowych, określono dystrybuanty empiryczne rozkładu temperatury $F(t)$ dla stycznia, kwietnia, lipca i października oraz 4 pór roku. Dystrybuanta empirycznego rozkładu wskazuje prawdopodobieństwo w badanym okresie wartości temperatury mniejszej od zadanej. Podział całego zakresu wartości temperatury na przedziały 1-stopniowe umożliwia z dokładnością, właśnie do 1° wyznaczenie prawdopodobieństwa (w %) wystąpienia temperatury niższej od danej, np. od średniej z wielolecia dla pory roku czy wybranego miesiąca, jeżeli przybliżymy te wartości do całych stopni. I tak w przypadku stycznia i zimy błąd wynikający z zaokrąglenia temperatury przeciętnej jest niewielki (0,1°C), więc w miarę dokładnie można stwierdzić, że w ok. 45 % prawdopodobne jest wystąpienie wartości temperatury niższych od średniej z wielolecia.

Zaś w lipcu jak i w lecie, prawdopodobieństwo to jest znacznie większe - ok. 60 %. Biorąc pod uwagę zwiększoną częstość występowania wartości temperatury w danych przedziałach (w tym wypadku 1-stopniowych) w miesiącach letnich w stosunku do miesięcy zimowych oraz powyższe wyniki, ogólnie można mówić o tym, że im cieplejsza jest pora roku czy miesiąc, tym bardziej wzrasta prawdopodobieństwo wystąpienia temperatury niższej od średniej z wielolecia dla danego okresu.

Bardziej uzasadnione wnioski wynikają z porównania empirycznego rozkładu temperatury z teoretycznym rozkładem normalnym. Wykonane to zostało w postaci wykresów dla stycznia, kwietnia, lipca i października. Krzywa nachylona pod kątem 45 reprezentuje rozkład normalny, zaś punkty znajdujące się w jej pobliżu wskazują rozbieżność między dystrybuantą empiryczną temperatury w danym miesiącu i dystrybuantą rozkładu normalnego. Współrzędne tych punktów zostały określone na podstawie rozkładu dystrybuanty empirycznej. Na osi odciętych odłożono standaryzowane wartości temperatury $t' = (t - t_{sr})/s$, gdzie t_{sr} oznacza temperaturę średnią z wielolecia, zaś s to odchylenie standardowe. Na osi zaś rzędnych naniesiono wartości t' odczytane z tablic dystrybuanty rozkładu normalnego odpowiadające wartościom dystrybuanty empirycznej

$F(t)$.

Temperatura powietrza w styczniu ma rozkład najbardziej zbliżony do normalnego. Zdecydowanie odbiegają tylko wartości z przedziałów najmniejszych wartości temperatury – mniejszych od średniej z wielolecia – o ok. -8°C , a odchylenie jest w stronę wartości mniejszych w stosunku do rozkładu normalnego.

Największe zaś odstępstwo od rozkładu teoretycznego występuje w lipcu, zarówno temperatury niższej jak i wyższej od średniej. Wartości mniejsze od przeciętnej wykazują odchyłkę w stronę większych wartości temperatury od rozkładu normalnego, zaś większe od średniej – w stronę mniejszych. Odchylenia te wzrastają od początku układu współrzędnych na wykresie, który jest wartością średnią rozkładu. Punkty rozkładu empirycznego układają się tak, że zbliżone są do wykresu liniowego, ale nie nachylonego pod kątem 45° jak krzywa rozkładu normalnego.

Anomalie temperatury powietrza w latach 1779-1979

Spośród wszystkich miesięcy roku, wrzesień wykazuje najmniejsze anomalie wiekowe (od $9,3^{\circ}\text{C}$ do $16,8^{\circ}\text{C}$), a nie jak należałoby oczekiwać - któryś z miesięcy lata. Dodatkowo, w początkowych latach badanego 201-lecia, miesiąc ten wykazuje podobne zmiany wiekowe do miesięcy letnich. Daje to możliwość sformułowania wniosku, że na przełomie XVIII i XIX wieku długość pory letniej przesunęła się o jeden, kolejny miesiąc roku.

Podobnie najmniejsza zmienność temperatury wśród sezonów występuje jesienią, a jej najwyższa zanotowana wartość ($10,5^{\circ}\text{C}$) wystąpiła aż 4-krotnie. W porównaniu zaś z wiosną, średnia temperatura z wielolecia jesieni jest wyższa o $0,6^{\circ}\text{C}$, a koncentracja wartości temperatury wokół przeciętnej jest również większa.

Z pomiarów temperatury w latach 1779-1979 wynika, że dopiero na początku XX wieku pojawił się okres (1915-1925), kiedy temperatura wiosny była wyższa od jesieni, zaś wcześniej były lata, gdy wartości te jedynie były zbliżone. Nie oznacza to jednakże wzrostu kontynentalizmu klimatu, gdyż nie można znaleźć potwierdzenia tego w temperaturach pozostałych sezonów ani miesięcy roku. Podobnie też jak w dotyczącej tego zagadnienia literaturze, warunki termiczne jesieni w stosunku do wiosny, cechują się większą stałością.

Sezon wiosenny wykazuje ciekawą właściwość odnoszącą się do jednego z jego miesięcy, tzn. marca. Otóż analiza zmian temperatury w ostatnich 50 latach daje możliwość zaliczenia go do zimowej pory roku. Świadczy o tym zwłaszcza duży spadek temperatury od ok. 1967 r. Podobna uwaga nasuwa się w przypadku ostatnich ok. 30 lat listopada. Oznacza to wydłużenie zimowej pory roku od połowy XX wieku. Generalizując zaś można stwierdzić, że w ciągu 201-lecia zmieniła się długość trwania termicznych pór roku. Na przełomie XVIII i XIX w. lata były dłuższe, zaś od połowy wieku XX dłuższa była pora zimowa.

Tendencje spadkowe temperatury powietrza świadczą o rozpoczęciu kolejnych okresów występowania wartości mniejszych od średniej. Mówiąc ogólnie o 4 wymienionych wyżej przedziałach, można stwierdzić, że okresy o największych odchyleniach od przeciętnej wystąpiły na początku (odchylenie ujemne w latach 1794-1831) i na końcu (odchylenie dodatnie od 1934 r.) analizowanego 200-lecia.

Związki temperatury powietrza z liczbami Wolfa

Istotne znaczenie ma zbadanie korelacji między zmianami temperatury powietrza i aktywności słonecznej. Należy w tym przypadku zaznaczyć, że ogólne wnioski wynikające z tej zależności trzeba interpretować z dużą ostrożnością.

Celem odnalezienia korelacji między aktywnością słoneczną a zmianami temperatury powietrza, porównano wykresy przedstawiające zmiany wartości liczb Wolfa z wykresami przebiegów temperatury powietrza w każdej z pór roku, charakteryzujących je miesiącach oraz roku. Należy podkreślić, że oczywiste związki są trudne do uchwycenia ze względu na wpływ na temperaturę powietrza wielu innych czynników. Ponadto wstępna ocena wykresów świadczy, że zmiany liczb Wolfa mają powolny przebieg w porównaniu z dużymi wahaniami temperatury powietrza. Powoduje to konieczność ograniczenia się w takich porównaniach do podkreślenia ogólnych tendencji wspólnych dla tych wielkości.

Analizując zmiany liczb Wolfa i temperatury powietrza w zimie, należy zwrócić uwagę przede wszystkim na to, że okres depresyjnych wartości w stosunku do średniej z wielolecia w obydwu przypadkach niemal pokrywa się, tzn. dla liczb Wolfa wystąpił w latach 1794-1931 a dla temperatury zimy trwał nieco dłużej, bo od 1795 do 1863 r. Również w bliskim sąsiedztwie znajdują się: najniższa zanotowana temperatura zimy (ok. 1816 r.) i min. absolutne Liczby Wolfa (1810-1812). Ponadto lata poprzedzające powyższy okres charakteryzują się występowaniem wielkości znacznie przekraczających przeciętną i dosyć gwałtownie obniżających się. Dotyczy to w równym stopniu Liczby Wolfa jak i temperatury zimy. W dalszych latach analizowanego okresu nie można już dostrzec tak wyraźnej analogii. Przykładem może być ostatni z wyróżnionych powyżej etapów w przebiegu liczb Wolfa (1934-1969), który cechuje największe odchylenie dodatnie z absolutnym W_{max} . Podobne wartości w przypadku zimy wystąpiły znacznie wcześniej (1895-1929, największe ok. r. 1915), podczas gdy krzywa liczb Wolfa w tym czasie wykazywała odchylenie ujemne.

Trudno określić tę właściwość jako korelację jednoznacznie ujemną, gdyż nieco później (1934-1969) wartości Liczby Wolfa są rzędu najwyższych (zwłaszcza w latach 1951-1961) a również wyższe od średniej są wartości temperatury zimy (1945-1964). W końcowych latach widoczny jest jeszcze krótki odcinek czasu, kiedy zarówno wartości liczb Wolfa jak i temperatury zimy ulegają wyraźnemu obniżeniu niemal jednocześnie (liczb Wolfa w latach 1961-1965, zima 1962-1966). Ogólnie, oceniając obydwa wykresy można stwierdzić, że w analizowanym 201-leciu wyróżnia się lata o analogicznym przebiegu (od początku do ok. 1830 oraz od ok. 1945 do końca), czyli spadkowi aktywności słonecznej towarzyszy obniżenie temperatury zimy, jak i wzrostowi wartości liczb Wolfa odpowiada wzrost temperatury zimą. Istnieje również okres ok. 1880-1945, w którym zależność ta jest w ogólnym zarysie przeciwna. Podobne wnioski wynikają z porównania ze zmianami temperatury w styczniu.

W wiekowych zmianach temperatury i liczb Wolfa można wyróżnić 2 charakterystyczne okresy: pierwszy dotyczy analogicznej tendencji przebiegu obydwu wielkości w latach - od początku analizowanego 201-lecia do ok. 1880 r. oraz od ok. 1945 do lat ostatnich. Drugi zaś, w latach 1880-1945 wykazuje zmiany przeciwne. Ten ostatni zaliczany był w literaturze do okresu, w którym nastąpiło wiekowe ocieplenie w Europie. Korzystając z tego można stwierdzić, że aktywność słoneczna wpływa bezpośrednio na temperaturę powietrza w zimie - wprost proporcjonalnie, gdy przyjmuje ona wartości

ekstremalne. Jeżeli w przebiegu temperatury zimy decydują inne, wielkoskalowe czynniki powodujące wzrost temperatury równocześnie we wszystkich miesiącach roku, to korelacja jest ujemna.

Zestawienie zmian temperatury powietrza wiosną i przebiegu wartości liczb Wolfa nie pozwala na wskazanie dłuższych jednostek czasu o wyraźnej zależności.

W przypadku jesieni - ekstremom liczb Wolfa odpowiadają ekstrema temperatury, zaś przy niższych wartościach temperatury jest przeciwnie. Przy czym wpływ W_{\max} i W_{\min} aktywności Słońca na temperaturę jesieni ogranicza się do dość krótkich okresów czasu

Z porównania przebiegu wiekowego średniej temperatury roku ze zmianami liczb Wolfa wynika, że w okresie występowania temperatur niższych od przeciętnej można wyróżnić 2 przedziały zmian aktywności słonecznej: niższej i wyższej od średniej. Podobna cykliczność istnieje w latach o średniej temperaturze rocznej wyższej od przeciętnej. Oceniając najogólniej podobieństwa między przebiegiem temperatury powietrza w różnych jednostkach czasu z liczbami Wolfa można stwierdzić, że we wszystkich porach roku poza latem, temperatury najniższe występują w pobliżu min. absolutnego liczb Wolfa - początek XVIII wieku, zaś temperatury najwyższe na ok. 20 lat przed maksimum W_{\max} absolutnym - lata 40-te XX wieku. Znanego, 11-letniego cyklu pojawiania się plam słonecznych w przebiegu temperatury roku czy któregośkolwiek z sezonów lub miesięcy, wyróżnić nie można.

Średnie roczne amplitudy temperatury powietrza wykazują generalnie zmiany przeciwne do liczb Wolfa. Traktując więc amplitudę jako wskaźnik kontynentalizmu można stwierdzić, że przy wzmożonej aktywności słonecznej następuje pewne złagodzenie klimatu, a przy aktywności osłabionej - zaostrzenie klimatu. Zależność tę tłumaczy większy wpływ na średnie amplitudy roczne chłodnej pory roku. Pamiętać jednak należy o tym, że najniższe amplitudy wystąpiły w okresie ok. 1898-1929 czyli wiekowego ocieplenia w Europie, co jeszcze bardziej podkreśla wpływ innych, poza omawianymi czynnikami na wielookresowe zmiany temperatury powietrza.

Tabela.1. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Zima

Przedziały temperatury		Liczebność	Dystrybuanta	
Od	do		F	$t \leq$
-10,9	-10,0	1	0,5	-10,0
-9,9	-9,0	4	2,5	-9,0
-8,9	-8,0	2	3,5	-8,0
-7,9	-7,0	6	6,5	-7,0
-6,9	-6,0	4	8,4	-6,0
-5,9	-5,0	12	14,4	-5,0
-4,9	-4,0	32	30,3	-4,0
-3,9	-3,0	30	45,3	-3,0
-2,9	-2,0	34	62,2	-2,0
-1,9	-1,0	39	81,6	-1,0
-0,9	0,0	21	92,0	0,0
0,1	1,0	13	98,5	1,0
1,1	2,0	3	100,0	2

Tabela 2. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ temperatury powietrza w Warszawie latach 1779-1979 – Wiosna

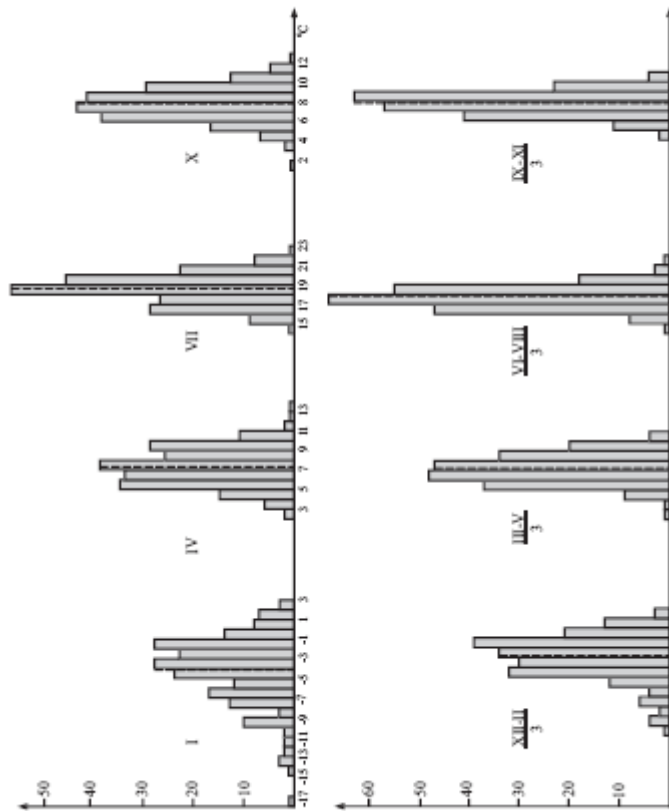
Przedziały temperatury		Liczebność	Dystrybuanta %	
Od	do		$F(t)$	$t \leq$
2,1	3,0	1	0,5	3,0
3,1	4,0	1	1,0	4,0
4,1	5,0	9	5,5	5,0
5,1	6,0	37	23,9	6,0
6,1	7,0	48	47,8	7,0
7,1	8,0	47	71,7	8,0
8,1	9,0	34	88,1	9,0
9,1	10,0	20	98,0	10,0
10,1	11,0	4	100,0	11,0

Tabela.3. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ rozkładu temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Lato

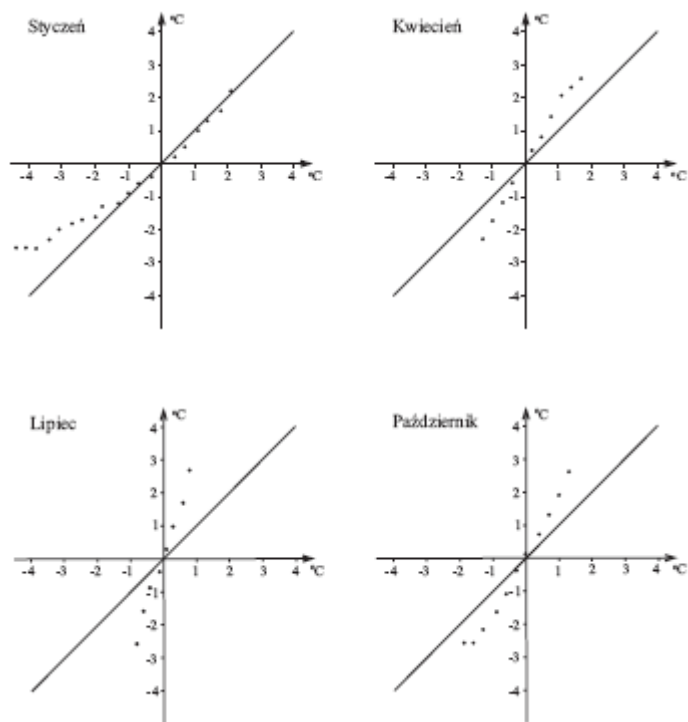
Przedziały temperatury (°C)		Liczeb-	Dystrybuanta %	
Od	do		$F(t)$	$t \leq$
14,1	15,0	1	0,5	15,0
15,1	16,0	8	4,5	16,0
16,1	17,0	47	27,9	17,0
17,1	18,0	68	51,7	18,0
18,1	19,0	55	89,1	19,0
19,1	20,0	18	98,0	20,0
20,1	21,0	3	99,5	21,0
21,1	22,0	1	100,0	22,0

Tabela 3. Dystrybuanta empiryczna $F(t)$ rozkładu temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Jesień

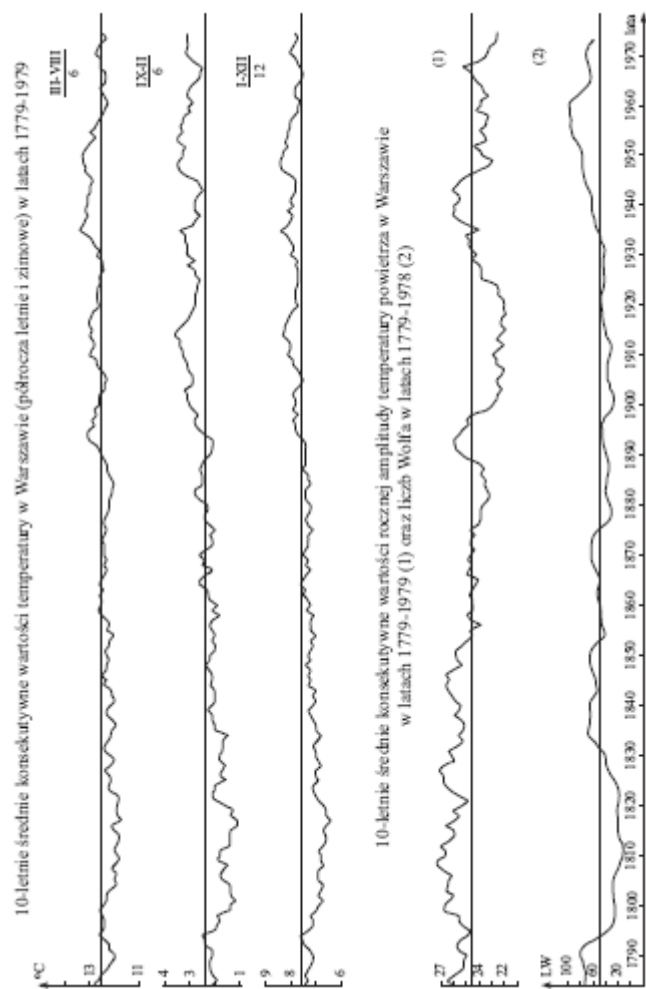
Przedziały temperatury		Liczebność	Dystrybuanta $F(t)$	
Od	do		$F(t)$	$t \leq$
4,1	5,0	2	1,0	5,0
5,1	6,0	11	6,5	6,0
6,1	7,0	41	26,9	7,0
7,1	8,0	57	55,2	8,0
8,1	9,0	63	86,6	9,0
9,1	10,0	23	98,0	10,0
10,1	11,0	4	100,0	11,0



Rys.1. Histogramy częstości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 w miesiącach: I, IV, VII, X i porach roku



Rys.2. Dystrybuanta empiryczna temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 na siatkach dystrybuant rozkładu normalnego



Rys.3. Średnie konsekwentne 10 –letnie wartości temperatury powietrza w Warszawie w latach 1779-1979 – Półrocze ciepłe, chłodne i rok oraz porównanie zmian rocznej amplitudy temperatury (1) i liczb Wólfa (2)

7.2. Wielookresowe zmiany temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985

Autor: Konrad KLECHTA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Niniejsza praca ma na celu poznanie zmienności i prawidłowości w 160 - letnim (1826- 1985) przebiegu temperatury powietrza w Krakowie.

Średnia temperatura roku w tym okresie osiągnęła wartość 8,2°C. Począwszy od roku 1893 średnie wartości temperatury kolejnych lat otrzymują się powyżej średniej wieloletniej. W literaturze (Trepńska, 1988) okres ten (1870 – do końca lat 30-tych XX w.) nazwała "współczesnym ociepleniem", na które wpłynęło wiele czynników (m. innymi efekt cieplarniany związany z zanieczyszczeniem powietrza). Najchłodniejszym miesiącem roku w Krakowie podobnie jak w całej Polsce był styczeń (-3,2 °C), a najcieplejszym – lipiec (18,6 °C). Najmniejsze wahania temperatury wystąpiły latem a zwłaszcza w sierpniu. Największa zmienność temperatury występowała zimą (luty, Jesień była porą roku cieplejszą od wiosny (o 9,5 °C), ale wystąpiły okresy w których wiosna była cieplejsza od jesieni (np. 1906-1923, 1970- 1976). Niższe temperatury wiosny świadczą - przewadze cech oceanicznych klimatu , ale były również okresy z przewagą cech kontynentalnych klimatu Krakowa (szczególnie XX wieku). Ogólnie, średnie wartości temperatury powietrza w porach roku wykazują tendencje wzrostowe. O dużym zróżnicowaniu temperatury zimy świadczy wyróżnienie 10 typów sezonów. Najczęściej występuje typ SLG (styczeń, luty, grudzień) i SGL (styczeń , grudzień, luty). Podobna liczebność typów wystąpiła latem ale przeważał typ ISG (lipiec , sierpień, czerwiec). Najbardziej stałymi warunkami termicznymi cechuje się jesień i wiosna (rys.1, tab.1).

Jednym z wielu czynników wpływającym niewątpliwie na zmiany temperatury powietrza są zmiany typów cyrkulacji atmosferycznej. Przeważał typ cyrkulacji wschodniej , a jej częstość rosła ze spadkiem częstości cyrkulacji zachodniej. Wraz ze wzrostem częstości cyrkulacji wschodniej warunki termiczne Krakowa ulegały ochłodzeniu. Zaś cyrkulacja zachodnia powodowała łagodniejsze zimy a chłodniejsze lato. Cyrkulacja południkowa zwykle powodowała ocieplenie. Zmiany temperatury powietrza pozostają więc w ścisłym związku ze zmianą częstości typów cyrkulacji atmosferycznej,

W poszczególnych porach roku(za wyjątkiem jesieni, w której przeważa cyrkulacja zachodnia(przeważa typ cyrkulacji wschodniej,

Zmiany 160-letnie temperatury powietrza w porównaniu ze zmiennością aktywności słonecznej nie wykazuje jednoznacznych korelacji. Są okresy w których korelacja jest dodatnia, ale są i takie w których współczynniki są ujemne.

Wyraźnych związków między temperaturą powietrza a liczbą Wolfa dopatrzeć się można szczególnie zimą i wiosną. Nie zaobserwowano 11 - letnich cykli zmian temperatury powietrza związanych z cyklicznością aktywności Słońca, Zaobserwowano natomiast przesunięcie w czasie ekstremalnych wartości temperatury powietrza i liczby Wolfa.

W przekroju rocznym temperatury powietrza daje się natomiast zauważyć cykl 84-letni. W półroczu chłodnym występuje cykl 56 - letni, a w półroczu ciepłym 17-letni (czyli także jak w przypadku aktywności słonecznej).

Podkreślić należy, że wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza wywierają również rzeźba terenu, wielkomijska zabudowa przemysłowa i mieszkaniowa oraz wydzielanie przez miasto i przemysł do atmosfery nie tylko dodatkowych ilości ciepła, ale również dymu i pyłu, które to zmieniły wydatnie reżim radiacyjny miasta Krakowa.

Wyznaczono optymalne okresy temperatury powietrza w Krakowie dla pór roku, półroczy i roku. Wykorzystano tutaj metodę Boryczki (1984) polegającą na wyznaczeniu optymalnych okresów T . Wyznaczano sinusoidy regresji:

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

o okresach $T = 1, 2, 3, \dots, 160$ lat i wybrano spośród nich sinusoidy o największych amplitudach A .

Obliczono ciągi wartości współczynnika korelacji wielokrotnej R_1, R_2, \dots, R_k (tzw. widma) oraz amplitudy względnej A_j/T_j i statystyki Fishera –Snedecora F_j . Ich maksima – to poszukiwane cykle (rys.2-3). Wskaźniki dokładności wyznaczonych sinusoid przyjmują wartości jak w tabeli 2.

Wyznaczono następujące cykle o długości (lat):

Wiosna : 4, 8, 11, 13, 15, 17, 20, 30, 40, 55, 85

Lato : 5, 7, 9, 11, 13, 15, 18, 21, 26, 31, 41

Jesień : 5, 8, 11, 13, 16, 20, 23, 28, 40

Zima : 7, 10, 13, 16, 19, 23, 27, 33, 56

Półrocze ciepłe: 4, 7, 9, 13, 15, 17, 24, 31, 40

Półrocze chłodne: 5, 7, 10, 13, 16, 19, 23, 27, 33, 40, 56

Rok : 4, 7, 10, 17, 22, 26, 32, 40, 55, 84

Wartości testu Fishera wskazują, że istotnymi cyklami na poziomie ufności 0,90 są:

Wiosna – cykle 30 i 85 lat,

Lato – cykle 7, 26 i 41 lat

Jesień – cykle 40 lat

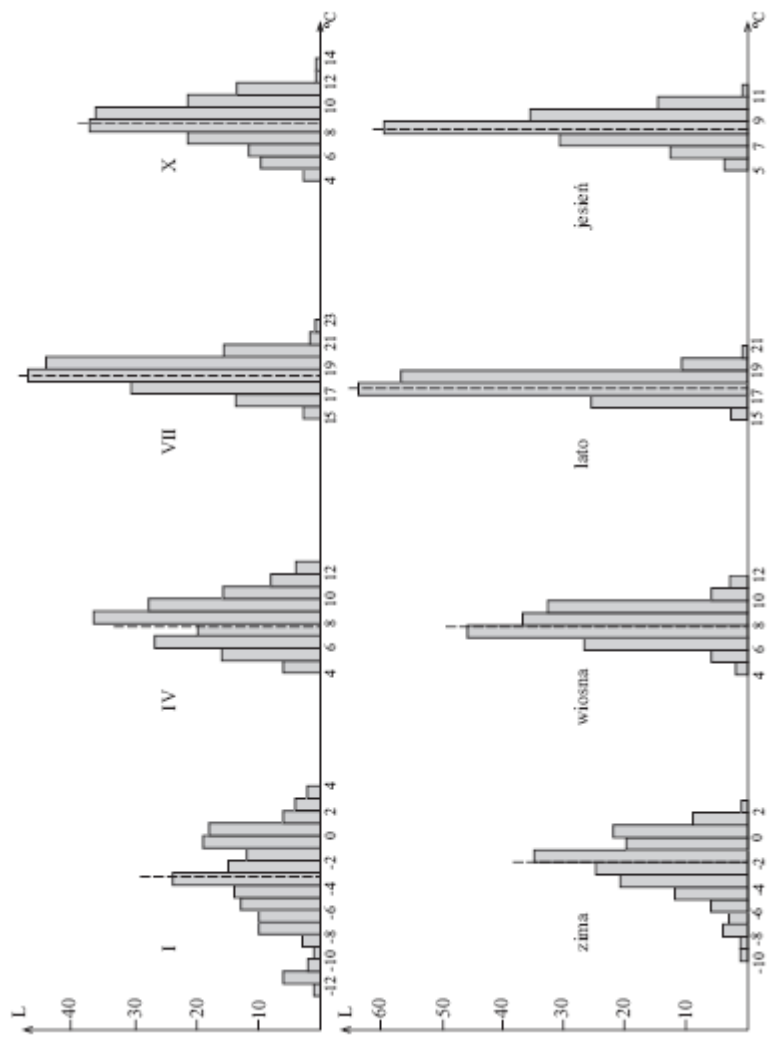
zima – cykle 16 i 56 lat.

Półrocze ciepłe – cykl 17 lat

Półrocze chłodne – cykl 56 lat

Rok – cykl 84 lat

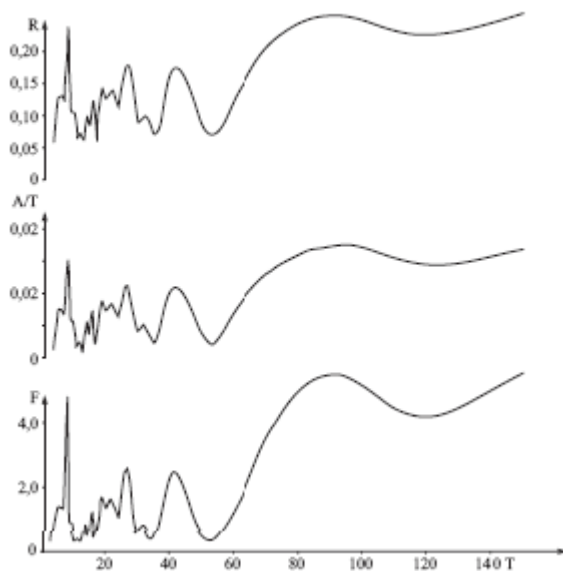
Najwięcej cykli istotnych na poziomie ufności 90 % wystąpiło latem (3) a najmniej jesienią (1). Najdłuższy cykl spośród pór roku wykazuje temperatura wiosny (85 letni), a najkrótszy latem (7 lat). Stwierdzone okresy zmian (cykle) w przebiegu rocznym, półrocznym, sezonowym temperatury pokrywają się z cyklami aktywności Słońca, które cechuje wystąpienie cykli: 5, 11, 17, 21, 4, 25, 29, 33, 45, 56, 88, 95 i 180-letnich. Poszczególne cykle mogą się wahać i tak cykl 88-letni może trwać od 84 do 94 lat. Cykliczność 84-letnia występuje w przebiegu średniej rocznej temperatury powietrza a także (85-letnia) wiosną, Cykli 11-letnich nie ma, ale latem występują cykle 7-letnie. Tak więc nie można stwierdzić, ani wykluczyć zależności cykli temperatury powietrza od zmian aktywności słonecznej.



Rys. 1. Histogram częstotliwości temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985

Tabela 1. Temperatura średnia, najniższa i najwyższa w miesiącach, porach roku i roku w Krakowie (1826-1985)

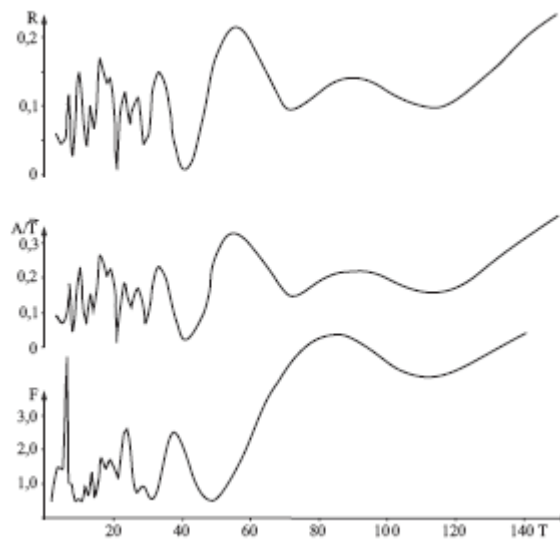
Miesiące, pory roku, półrocza, rok	Temperatura średnia (°C)	Temperatura najniższa		Temperatura najwyższa	
		Wartość (°C)	Rok wystąpienia	Wartość (°C)	Rok wystąpienia
I	-3,2	-12,4	1848	3,5	1975, 1921
II	-1,6	-13,2	1929	5,0	1836, 1843
III	2,4	-5,2	1845	7,3	1887, 1977
IV	8,2	4,2	1839, 1929	12,9	1918, 1920
V	13,6	9,0	1864	17,4	1937
VI	17,1	13,3	1923	20,6	1875
VII	18,6	15,1	1832	22,6	1834
VIII	17,8	14,8	1852	21,2	1834
IX	14,0	9,3	1912	17,4	1882
X	8,8	4,4	1920	13,3	1966
XI	3,0	-3,2	1858	9,4	1926
XII	-1,2	-13,7	1829	3,9	1979
XII-II	-2,0	-9,4	1829, 1849	2,3	1974
III-V	8,1	5,0	1840	11,6	1983
VI-VIII	17,8	15,9	1844	20,8	1834
IX-XI	8,6	5,1	1827	11,2	1967
IX-II	3,3	-1,4	1829	5,6	1872
III-VIII	13,0	10,9	1840	15,7	1983
I-XII	8,1	5,3	1829	10,3	1983



Rys. 2. Optymalne okresy temperatury powietrza w Krakowie (1826-1985) – Lato

Tabela 5. Charakterystyka cykli temperatury powietrza w Krakowie w latach 1826-1985.
 (R – współczynnik korelacji wielokrotnej, A/T – amplituda względna, F – statystyka Fishera)

WIOSNA											
Okres	4	8	11	13	15	17	20	30	40	55	85
R	0,099	0,163	0,165	0,151	0,121	0,144	0,070	0,171	0,150	0,142	0,184
A/T	0,029	0,037	0,038	0,035	0,028	0,033	0,010	0,039	0,034	0,032	0,043
F	1,257	2,137	2,197	1,841	1,164	1,670	0,382	2,378	1,805	1,617	2,773
LATO											
Okres	5	7	9	11	13	15	18	21	26	31	41
R	0,130	0,239	0,107	0,073	0,100	0,124	0,145	0,143	0,178	0,100	0,176
A/T	0,008	0,015	0,006	0,003	0,005	0,007	0,009	0,009	0,011	0,053	0,011
F	1,357	4,760	0,902	0,423	0,795	1,226	1,694	1,633	2,569	0,795	2,504
JESIEŃ											
Okres	5	8	11	13	16	20	23	28	40		
R	0,121	0,133	0,122	0,115	0,135	0,101	0,075	0,110	0,180		
A/T	0,022	0,025	0,022	0,021	0,025	0,019	0,014	0,020	0,034		
F	1,160	1,403	1,188	1,060	1,457	0,813	0,441	0,968	2,642		
ZIMA											
Okres	7	10	13	16	19	23	27	33	56		
R	0,116	0,148	0,101	0,172	0,144	0,121	0,113	0,151	0,212		
A/T	0,181	0,233	0,159	0,268	0,226	0,190	0,175	0,232	0,327		
F	1,070	1,782	0,821	2,385	1,670	1,165	1,009	1,820	3,680		
PÓŁROCZE CIEPŁE											
Okres	4	7	9	13	15	17	24	31	40		
R	0,168	0,153	0,099	0,088	0,141	0,188	0,116	0,151	0,156		
A/T	0,012	0,011	0,007	0,006	0,010	0,013	0,008	0,010	0,011		
F	2,285	1,875	0,784	0,607	1,602	2,887	1,070	1,839	1,951		
PÓŁROCZE ZIMNE											
Okres	5	7	10	13	16	19	23	27	33	40	56
R	0,047	0,088	0,118	0,120	0,169	0,106	0,107	0,120	0,103	0,082	0,222
A/T	0,141	0,131	0,177	0,179	0,253	0,159	0,160	0,178	0,152	0,123	0,328
F	0,707	0,612	1,112	1,151	2,305	0,887	0,903	1,133	0,836	0,533	4,074
ROK											
Okres	4	7	10	17	22	26	32	40	55	84	
R	0,108	0,131	0,088	0,166	0,060	0,124	0,111	0,126	0,166	0,181	
A/T	0,017	0,021	0,014	0,026	0,009	0,020	0,017	0,019	0,026	0,029	
F	0,921	1(0),369	0,616	2,217	0,280	1,216	0,979	1,275	2,219	2,671	



Rys. 3. Optymalne okresy temperatury powietrza w Krakowie (1826-1985) – Zima

7.3. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980

Autor: Dorota DĘBSKA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Analiza opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980 pozwoliła na określenie ich wiekowych zmian.

Średnia roczna suma opadów (569 mm) jest wyższa od średniej (550 mm) wyznaczonej przez Kaczorowską (1962) dla dzielnic Polski Środkowej i Zachodniej.

Podobnie jak w całej Polsce suma opadów w półroczu ciepłym przewyższa w Warszawie ilość wody opadowej otrzymywanej w półroczu chłodnym. W latach 1813-1980 opady półrocza ciepłego stanowiły 168% opadów półrocza chłodnego.

W sezonowym rozkładzie uzyskano ogólnie znaną cechę przebiegu rocznego, a mianowicie wyraźną przewagę opadów letnich nad opadami pozostałych pór roku. Najniższe opady obserwowane są zimą. Nie potwierdzono natomiast prawidłowości wskazywanych przez różnych autorów np. Romer (1949), Bogdańska (1972), Martyn (1985) odnośnie stosunku opadów wiosny do jesieni. Wymienieni autorzy stwierdzili dla Krainy Wielkich Dolin przewagę sum opadów w czasie wiosny nad opadami w jesieni.

Analiza średnich 168-letnich sum wskazuje, że na stacji Obserwatorium Astronomiczne w Warszawie obfitsze były opady jesienią niż wiosną. Ponieważ różnica między opadami omawianych sezonów, jest niewielka, bo wynosi 6 mm, można zgodzić się z Chomiczem (1971), którzy zaliczając klimat Warszawy do kontynentalno-morskiego

przyjął jako jedną z cech charakterystycznych prawie równe sumy opadów w okresach przejściowych.

Należy podkreślić, że podobne wyniki jak w niniejszym opracowaniu otrzymała Kaczorowska (1962) badając opady w Polsce w latach 1900-1959. dla dzielnicy Polski Środkowej i Zachodniej, do której należy badany teren, uzyskała także większe opady jesienią (121 mm jesienią wobec 117 mm wiosną).

W przebiegu rocznym średnich sum miesięcznych wyrażone maksimum opadów przypada na lipiec, a minimum na luty. Korzystając z prac dotyczących krótszych okresów warto zauważyć, że np. Bogdańska (1972) w 5-leciu 1966-1970 dla większości stacji Wielkiej Warszawy (także dla Obserwatorium) otrzymała minimum we wrześniu.

Sumy ekstremalne oraz wartości współczynnika zmienności wskazują na większą zmienność opadów półrocza chłodnego niż ciepłego.

Spośród sezonów największym zakresem zmienności opadów cechuje się jesień, a najmniejszym lato. W pojedynczych miesiącach największe wahania opadów zanotowano w październiku, a najmniejsze w styczniu.

W Warszawie najczęściej występują:

1. Zimy, w których najwilgotniejszy jest grudzień, a najsuchszy luty,
2. Wiosny o największych opadach w maju, a najmniejszych w marcu,
3. Lata, w których lipiec jest najbardziej wilgotny, a sierpień najbardziej suchy,
4. Jesienie z maksimum opadów we wrześniu i minimum w październiku.

Opady zimowe są zbliżone do średniej z wielolecia. Świadczy o tym zarówno niewielka liczba klas wysokości notowanych w tym sezonie opadów, jak również duże częstości przedziału najczęściej występującego 21-40 mm (dla grudnia ponad 40%, dla stycznia i lutego ponad 30%).

Opady letnie są bardziej zmienne, obejmują największą liczbę klas, które występują z mniejszą częstością – częstości przedziałów najczęściej występujących są w granicach 20%.

Histogramy częstości notowanych sum opadów w przekroju rocznym w 80-leciu 1901-1980 odbiegają znacząco od histogramów dla całej 168-letniej serii obserwacyjnej, co dowodzi reprezentatywności otrzymanych wyników dla rozkładów częstości opadów atmosferycznych w Warszawie w krótszych okresach (rys.1).

Empiryczne rozkłady opadów w Warszawie nie odbiegają istotnie od teoretycznego rozkładu normalnego, co pozwala stwierdzić, że lata normalne pod względem ilości otrzymywanej wody ($\bar{R} \pm \sigma$) występują z prawdopodobieństwem 68,3%, suche i wilgotne z prawdopodobieństwem po 13,5%, zaś bardzo suche i bardzo wilgotne po 2,2%.

W zmienności czasowej opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980 można wyróżnić najwilgotniejszy okres w połowie XIX w. Jego początek i koniec przypada na inny rok w zależności od miesiąca czy pory roku.

Należy jednak stwierdzić, iż do 1850 r. przeważały w większości wydzielonych jednostek przebiegu rocznego tendencje dodatnie opadów, zaś w latach 1851-1900 opady systematycznie malały. Warto zwrócić także uwagę na pierwszą połowę naszego stulecia, w której następowało stopowienie Polski Środkowej. Okazuje się, że wnioski Lambora (1954), mówiące o innej przyczynie (wynikającej z niewłaściwej działalności człowieka) stopowienia niż zmniejszenie wysokości opadów, są słuszne.

Jakkolwiek lata 1901-1950 cechowały się ujemną tendencją opadów zimy i jesieni oraz stycznia, marca, kwietnia, lipca, września i grudnia, to ogólnie sumy roczne przy-

mowały coraz większe wartości. Zaznaczające się w omawianym przedziale czasu, w niektórych przypadkach okresy suche nie były ani szczególnie wyraźne, ani też nie obejmowały większej ilości lat, niż okresy o obniżonych opadach wcześniej występujące. Był ot więc tylko kolejny suchy okres wynikający z cykliczności przebiegu opadów atmosferycznych. Świadczy o tym także, występujący później okres wilgotny, który w większości przypadków zaznaczył się do końca obserwacji.

Również regresja liniowa opadów sugeruje, że ostatnie lata cechują się corocznym przyrostem sum, np. jesienią o 2 mm/rok, a w półroczu ciepłym o 3 mm/rok.

Tendencja rocznych sum opadów w Warszawie w latach 1813-1980 jest dodatnia. Współczynnik regresji jest niewielki i wynosi 0,12 mm/rok. Podobny charakter trendu uzyskał dla 100-lecia 1881-1980 Kozuchowski (1983). W latach tych przyrost opadów jest większy i wynosi 0,74 mm/rok.

Należy także podkreślić, że tendencje opadów w Warszawie stwierdzono dla krótszych okresów: 1851-1930 przez Okołowicza (1948a, b) 1841-1940 przez Ostrołęckiego (1948) i 1813-1959 przez Kaczorowską (1962), były ujemne. Znaki tendencji sum opadów sugerują większą wilgotność ostatnich lat, co potwierdza prognozę opadów podaną przez Ostrołęckiego (1948) do 1970 r. autor przewidywał znaczne przyrosty opadów w rejonie środkowej Wisły.

W styczniu, kwietniu i październiku opady wykazują w Warszawie w latach 1981-1980 tendencje rosnąco-malejące. W pozostałych miesiącach, jak również w porach roku, półroczach i roku stwierdzono tendencje malejąco-rosnące. Należy zaznaczyć iż opady w lutym, zimą i półroczu chłodnym w omawianym przedziale czasowym cechują się tylko tendencją rosnącą. Trend ujemny objął lata nienależące do badanego przedziału obserwacyjnego.

Zmiany wiekowe opadów atmosferycznych w porównaniu do 11-letniego cyklu aktywności Słońca wykazują relację odwrotną. Maksimom liczb Wolfa odpowiadają przeważnie obniżone sumy opadów atmosferycznych.

Analogiczne odchylenia od średnich wieloletnich w przebiegu czasowym opadów i aktywności Słońca występują w przypadku szczególnie wyraźnych okresów o wzmożonej lub osłabionej aktywności słonecznej. Przejawia się to np. w latach 1926-1835 i 1870-1930, w których z osłabioną działalnością Słońca wiążą się obniżone sumy opadów. Wilgotne lata 1840-1870 i 1954-1965 są prawdopodobnie wynikiem oddziaływania wzmożonej aktywności Słońca.

Niewątpliwie elementem genezy zmienności opadów są zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Wzrostem częstości cyrkulacji zachodniej i południkowej odpowiadają spadki opadów atmosferycznych, zaś wzrostowi częstości występowania cyrkulacji wschodniej towarzyszy wzrost ilości wody spadającej w ciągu roku w Warszawie.

Przyjmuje się, że wzmożonej aktywności słonecznej, odpowiadają osłabione procesy cyrkulacji W i E (Kozuchowski, 1986). Również Osuchowska-Klein (1985) nie neguje wpływu aktywności Słońca na osłabienie cyrkulacji strefowej i aktywizację cyrkulacji południkowej, twierdząc, że : „... aktywność słoneczna stanowi prawdopodobnie jeden z czynników pogodotwórczych, ale występując w kompleksie wielu innych, nie-raz bardziej znaczących, nie zawsze ujawnia swój wpływ na cyrkulację na tyle silnie, aby udało się go wydzielić i uznać aktywność jako jeden z istotnych predyktorów długoterminowych” (Osuchowska-Klein 1985).

W Warszawie daje się to zauważyć w przypadku typów cyrkulacji C i E. krzywa przebiegu czasowego cyrkulacji C wskazuje podobieństwo do zmienności aktywności Słońca – jest niemal odwróceniem krzywej cyrkulacji E. występuje więc w przypadku analizowanej stacji potwierdzenie tezy Kożuchwoskiego (1986), że rozwój procesów cyrkulacyjnych W i E dla Polski (w przypadku Warszawy tylko E) można uznać za przyczynę zwiększania się sum opadów i kształtowania się oceanicznych cech rocznego przebiegu opadów. Dla przykładu autor podaje okres po 1940 r., kiedy to w Polsce nastąpił rozwój kontynentalizmu jako efekt wzrostu liczb Wofa. W Warszawie także po wspomnianym roku nastąpił wzrost liczb Wofa i częstości cyrkulacji atmosferycznej południkowej, zaś wyraźny spadek cyrkulacji wschodniej. W przebiegu czasowym opadów okres ten cechował się niższymi od średniej sumami rocznymi opadów atmosferycznych.

Roczne sumy opadów atmosferycznych wykazują cykliczność: 6, 12, 16, 19, 58 i 112 lat. Stwierdzone okresy w przebiegu miesięcznych i rocznych sum opadów pokrywają się z pojedynczymi cyklami aktywności Słońca, która cechuje się występowaniem cykli: 5-; 11,1-; 17-; 21,4-; 25-; 29-; 33-; 38-; 45-; 56-; 95-; 180-letnich.

W przebiegu rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie łatwo zaobserwować można ok. 5-letnie cykle, które zgodne są ze stwierdzoną przez Suryjaka (1974) cyklicznością 4-5-letnią opadów wynikającą z zależności charakteryzowanego elementu klimatologicznego od terminu wiosennego zwrotu kierunku wiatrów w stratosferze.

Wykonana prognoza rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie na lata 1986-2050 pozwala zauważyć, że od końca lat 80. XX wieku do końca drugiej dekady XXI stulecia opady będą kształtowały się generalnie poniżej przeciętnych. Niewielkie maksima opadów zaznaczą się w 1896?? i 2008 r., zaś najniższych sum należy spodziewać się w 1993, 2005 i 2007 r. warto także podkreślić, że okres ten nawiązuje do przewidywanego (Stachý, 1970 i Boryczka, 1984) na ok. 2000 r. kolejnego wyraźnego minimum aktywności Słońca. Po 2020 r. opady będą prawdopodobnie obfitsze, lokalne maksima przypadają na 2026 i 2044 r., zaś minimum lokalne na 2035 r.

Przedstawiona prognoza, wykryta cykliczność w przebiegu opadów atmosferycznych w Warszawie, jak również przeprowadzona analiza wpływa na wysokość opadów aktywności Słońca i cyrkulacji atmosferycznej pozwala, choć w przybliżeniu (ze względu na dużą ilość oddziaływujących na opady czynników) zorientować się w rozkładzie opadów w Warszawie w najbliższych latach. Znajomość prawdopodobnych wysokości opadów ma także praktyczne znaczenie. Umożliwia m.in. planowanie właściwej gospodarki rolnej oraz racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych.

Badanie cykliczności opadów atmosferycznych w Warszawie (1813-1980)

W badaniach zastosowano najpierw analizę harmoniczną. Przybliżoną analizę harmoniczną opadów atmosferycznych (y) stanowi k pierwszych wyrazów szeregu Fouriera:

$$y = a_0 + \sum_{j=1}^k \left(a_j \cos j \frac{2\pi t}{N} + b_j \sin j \frac{2\pi t}{N} \right)$$

gdzie współczynniki Fouriera wynoszą

$$a_0 = y_{\text{sr}}$$

$$a_j = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta y_j \cos j \frac{2\pi t}{N}) i$$

$$b_j = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta y_j \sin j \frac{2\pi t}{N}) i$$

Równanie j -tej składowej harmonicznej można wyrazić w postaci

$$y_j = A_0 + A_j \sin (j \frac{2\pi}{N} t + c_j), \quad T_j = N/j$$

Po podniesieniu do kwadratu i zsumowaniu stronami wyrażeń:

W przypadku pierwszej składowej harmonicznej $j=1$ – okres N , zaś w następnych składowych $j=2, j=3, \dots, k$ – odpowiednio: $N/2, N/3, \dots, N/k$

Dodatkowo wykorzystano metodę Boryczki (1984), polegającą na wyznaczeniu optymalnych cykli, dopasowując sinusoidy (metodą najmniejszych kwadratów)

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

o okresach (parametrach): $\Theta = 1, 2, \dots, N$, do wyników pomiarów y_1, \dots, y_N .

Dokładność otrzymanych empirycznych trendów, wynikających z nakładania się optymalnych cykli:

$$y = a_0 + \sum_{j=1}^k b_j \sin \frac{2\pi}{\Theta} t + c_j$$

dla miesięcy i roku określono przez:

- Odchylenie reszkowe ε , gdzie, $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon^2}$
- Współczynnik determinacji $R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}$, s^2 – wariancja zmiennej y ,
- Błąd standardowy estymacji $e = \left(\frac{N}{N-k-1} \right)^{0.5} \varepsilon$, N – liczba wyników pomiarów, k – liczba szacowanych parametrów (bez wyrazu wolnego)

Testem Fishera F weryfikowano hipotezę, że w populacji współczynnik korelacji wielokrotnej R jest zerem. Jeżeli wartość F była większa od wartości krytycznej, odczytanej z tablic rozkładu dla k i $N-k-1$ stopni swobody, to wówczas hipotezę zerową odrzucano i uznano, że R jest różne od zera. Wartości F_{kr} dla trendów aproksymujących miesięczne sumy wynoszą: $\alpha = 0,1 - F_{kr} = 1,46$, $\alpha = 0,05 - F_{kr} = 1,59$. Dla sum rocznych są następujące: $0,1, F_{kr} = 1,60$; $0,05, F_{kr} = 1,80$, $0,01, F_{kr} = 2,31$

Przeanalizowano także składowe trendu, wyznaczając ekstrema poszczególnych sinusoid. Obliczono je na podstawie wzorów:

$$t_{\min} = \left(\frac{3}{2} \pi - c \right) \frac{\Theta}{2\pi}$$

$$t_{\max} = \left(\frac{\pi}{2} - c \right) \frac{\Theta}{2\pi}$$

Analiza harmoniczna miesięcznych sum opadów atmosferycznych.

Uzyskany dla stycznia empiryczny trend opadów posiada następujące wartości amplitudy i fazy kolejnych składowych harmonicznych:

j	A	C
1	0,7487	-2,223
2	1,944	-1,559
3	6,655	-3,105
4	2,183	0,664
5	2,826	-0,324
6	3,621	3,099
7	1,750	2,716
8	2,855	0,623
9	1,225	-2,318
10	3,930	-2,073
11	0,271	2,245
12	1,370	-5,369

Z zestawienia wynika, że największa amplituda występuje w przypadku trzeciej harmonicznej, a więc sugeruje istnienie cyklu trwającego ok. 55 lat. Odchylenie i błąd estymacji w styczniu wynoszą $\varepsilon = 15$ mm, $e = 16$ mm.

Okresowe zmiany sum rocznych opadów atmosferycznych

W wiekowej zmienności miesięcznych sum opadów największą amplitudą cechują się cykle:

Cykl (w latach)	Miesiące
14	kwiecień
17	lipiec
18	maj, sierpień, listopad
21	marzec
42	październik
55	styczeń, grudzień
83	luty, czerwiec

Wnikliwej analizie poddano roczne sumy opadów atmosferycznych w Warszawie. Analizę tę przeprowadzono w dwóch etapach. W pierwszym dokonano badania dla T przyjmującego wartości od 1, ..., 200. Otrzymane wartości amplitudy, współczynnika korelacji i testu Fishera przedstawiono na wykresie (rys. 2). Spośród wszystkich okresów wybrano te, w którym odpowiadają największe wartości wymienionych miar statystycznych. Okazało się, że w przebiegu czasowym opadów atmosferycznych wyróżnić można cykle: 6, 12, 16, 19, 58 i 112-letnie. Okresom tym towarzyszą duże war-

tości amplitudy i współczynnika korelacji, zaś wartości testu Fishera wskazują, że wszystkie cykle są istotne na poziomie ufności 99%.

Oto równania optymalnych sinusoid (cykli):

$$y = 569,1 + 28,06 \sin(2\pi t/6 - 2,536)$$

$$y = 569,1 + 22,23 \sin(2\pi t/12 - 1,628)$$

$$y = 568,8 + 35,58 \sin(2\pi t/16 - 1,478)$$

$$y = 569,2 + 31,37 \sin(2\pi t/19 + 0,586)$$

$$y = 569,3 + 30,97 \sin(2\pi t/58 - 0,031)$$

$$y = 565,1 + 29,58 \sin(2\pi t/112 - 9,167)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Okres	6	12	16	19	58	112
R^2	2,919	1,827	4,704	3,703	3,672	3,129
ε	114,1	114,7	113,0	113,6	113,7	114,0
e	115,1	115,8	114,4	114,7	114,7	115,0
$F_{ob.}$	2,481	1,535	4,073	3,172	3,145	2,665

Wartości testu Fishera wskazują, że wszystkie, za wyjątkiem cyklu 12-letniego, otrzymane równania są istotne na poziomie ufności 0,99.

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych sinusoidach wystąpiły w latach:

Okres	6	12	16	19	58	112
t_{\min}	1820	1825	1829	1825	1857	1913
t_{\max}	1817	1819	1821	1816	1828	1857

Pokrywające się w 1825 r. minima cykli 12- i 19-letniego powodują, że w roku tym jest najniższa aproksymowana suma roczna opadów (rys.44)

Prognoza miesięcznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie do 2050 r.

Uwzględniając wyznaczone okresy w przebiegu rocznych sum opadów otrzymano ogólny empiryczny trend

$$y = 565,1 + 27,54 \sin(2\pi t/6 - 2,5) + 22,81 \sin(2\pi t/12 - 1,474) + 31,64 \sin(2\pi t/16 - 1,538) + 27,96 \sin(2\pi t/19 + 0,6055) + 27,77 \sin(2\pi t/58 + 3,118) + 26,28 \sin(2\pi t/112 - 0,7454)$$

Oceną dopasowania tego trendu do wartości zmierzonych są miary statystyczne:

$$R^2 = 18,24; \varepsilon = 104,7; e = 109,0; F_{ob.} = 2,881.$$

Wartość obliczona testu Fishera świadczy o istotności statystycznej równania na poziomie istotności 0,01.

Podsumowując należy stwierdzić, że wykryte podczas badania cykle w przebiegu czasowym opadów atmosferycznych w Warszawie nawiązują do pojedynczych cykli: 5; 11,1; 17; 21,4; 25; 29; 33; 38; 45; 56; 95; 180 lat aktywności Słońca.

Korzystając z wyznaczonych trendów przeprowadzono prognozę miesięcznych i rocznych sum opadów w Warszawie do 2050 r. ekstrapolowane wartości miesięcznych i rocznych sum opadów przedstawiają - tabela 14 i wykresy (rys. 3).

Z przedstawionego kalendarza wynika, iż w ostatniej dekadzie XX w. obserwowane będą obniżone sumy opadów w styczniu, czerwcu i kwietniu. Dla większości miesięcy (II, III, IV, V, VII, X, XI, XII) charakterystyczne są zmniejszone opady na przełomie lat 80. i 90. XX w. i ich wzrost na przełomie wieków.

Wynik ten zgadza się z przewidywanymi przez Boryczkę (1984) sumami opadów dla Wrocławia, którzy stwierdził: „Należy oczekiwać deszczowych lat pod koniec XX wieku”. Nie znaleziono natomiast potwierdzenia wniosku autora dotyczącego śnieżnych zim (styczeń) po 1987 r. – bezpośrednio po peryhelium komety Halley. Styczenie kolejnych lat w Warszawie będą prawdopodobnie mało śnieżne.

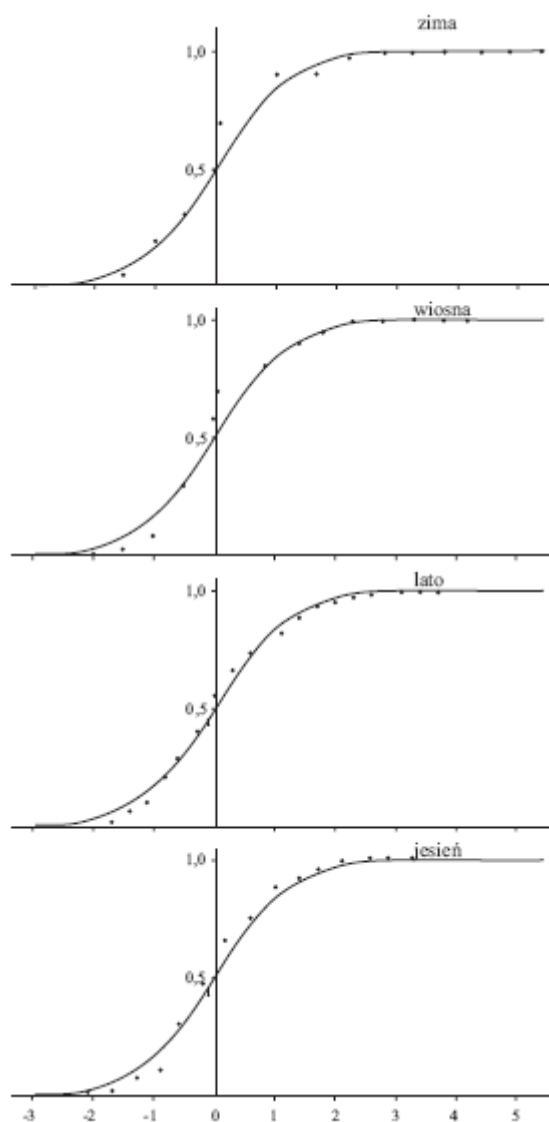
Sumy sierpniowego opadu zarówno pod koniec lat 80., jak i na początku XXI w. będą nieco niższe, lokalne maksimum wystąpi w połowie lat 90. Pod koniec pierwszej dekady przyszłego wieku we wszystkich miesiącach za wyjątkiem stycznia i września zaznaczy się prawdopodobnie okres suchy. Obniżonych wartości omawianego elementu klimatologicznego należy się także spodziewać pod koniec lat objętych prognozą. Dotyczy to wszystkich miesięcy oprócz czerwca. W przypadku lipca ten suchy okres będzie obejmował dość duży przedział czasowy, bo około 20 lat.

Wyraźnie wyższych sum należy oczekiwać w latach 20. dla V, VI, VIII, X i XI, zaś dla I, III, IV lokalne maksima wystąpią w połowie lat 30. w VIII i XI większe opady będą w 10-leciu 2030-2040.

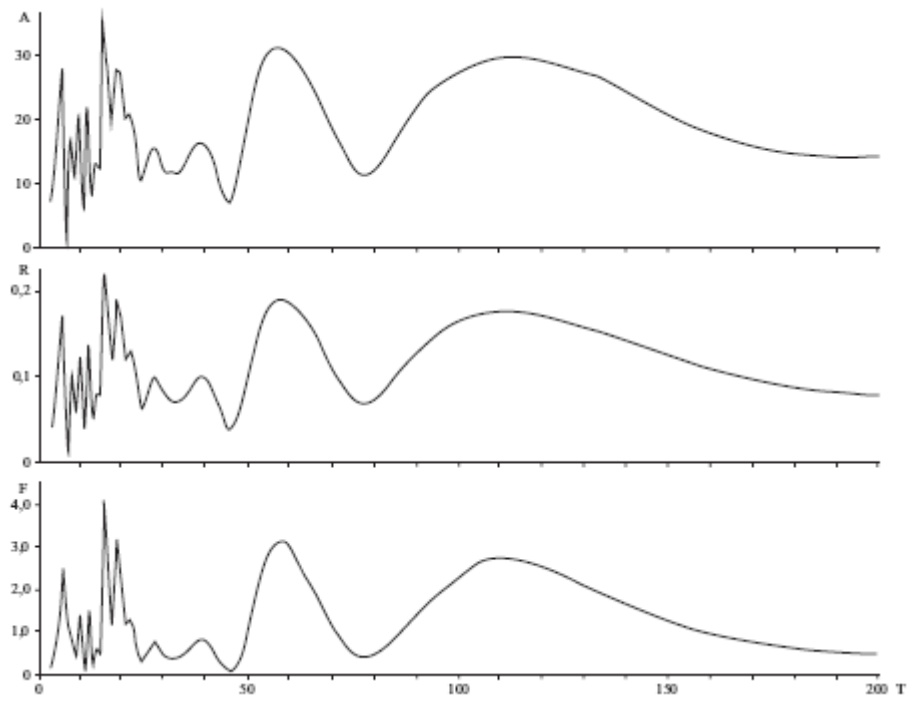
W lutym wyższe sumy obejmą większy przedział czasowy, bo lata 2015-2035 (zlokalnym minimum w 2024 r.), zaś w przypadku grudnia okres 2020-2040 o podwyższonych opadach będzie słabo zaznaczony.

Przeprowadzona prognoza sum rocznych opadów pozwala spodziewać się suchych lat 90. (lokalne minimum 1993 r. – 498 mm), w pierwszej i drugiej dekadzie przyszłego wieku. Najniższe sumy, które przypadają na 2005 i 2017 r. oddzielone są wzrostem opadów z maksimum lokalnym w 2008 r. Niższe sumy będą także w połowie lat 40. XXI w. Wyraźnie zaznaczone minimum wystąpi w 2035 r.

Poza wspomnianym okresem o wyższych sumach opadów rocznych (2008-2009 r.) wyróżnić można jeszcze 3 przedziały czasu, w których opady będą większe. Maksima lokalne w tych latach będą w 1996, 2026 i 2044 r. W roku 2044 wystąpi najwyższa z przewidywanych suma opadów.



Rys. 1. Dystrybuanta empiryczna sezonowych sum opadów w odniesieniu do rozkładu normalnego



Rys. 2 Optymalne okresy rocznych sum opadów atmosferycznych w Warszawie w latach 1813-1980



Rys. 3. Trend wiekowy rocznych sum opadów atmosferycznych (superpozycja cykli: 6, 12, 16, 19, 58, 112-letniego)

\

7.4. Wielookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987

Autor: Katarzyna GRZĘDA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Miesięczne, sezonowe, półroczne i roczne sumy opadów przeanalizowane w niniejszej pracy są ogólną charakterystyką opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987. Mimo to, opracowanie wieloletniego przebiegu sum opadowych uwidoczniło ogromną różnorodność zmian tego elementu klimatu.

Analizując ciągi chronologiczne sum opadów, poszukiwano prawidłowości i porządku ich zmienności z roku na rok, kosztem znacznych uproszczeń - wygładzania, uśredniania i grupowania. Pamiętając o tych przybliżeniach jak również o stosowanych metodach analizy zebrano najważniejsze rezultaty opracowania.

Średnia roczna suma opadów (677mm) jest wyższa od średniej (666mm i 673mm) wyznaczonej przez Kaczorowską (1962) dla dzielnic: Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz Kotliny i niziny podkarpackie. Zaliczenie Krakowa do dwóch dzielnic spowodowane jest analogiami, jakie wykazują szeregi opadowe Częstochowy i Krakowa. Natomiast, ze względu na swe położenie w dolinie Wisły, Kraków ciąży do naturalnego regionu nizin podkarpackich.

Obliczona przez Trepińską (1977) średnia stuletnia suma rocznych opadów dla Krakowa (1876-1975) jest wyższa - wynosi 688mm.

Podobnie jak w całej Polsce (Kozuchowski, 1985) suma opadów w Krakowie w półroczu ciepłym (452mm) przewyższa ilość opadów półrocza chłodnego (225mm), dlatego też fluktuacje sum opadowych cieplej połowy roku w decydujący sposób rzutują na zmiany sum rocznych.

W sezonowym rozkładzie opadów w latach 1850-1987 potwierdzono ogólnie znaną cechę przebiegu rocznego a mianowicie wyraźną przewagę opadów letnich nad opadami pozostałych pór roku. Najniższe opady obserwowane są zimą. Niemal identyczne sumy opadów wiosny i jesieni z małą około 2mm przewagą opadów wiosny potwierdzają tezę Kaczorowskiej (1962), że "średnie sumy opadu jesieni prawie dokładnie odpowiadają średnim sumom wiosennym". W południowych dzielnicach Polski autorka zaobserwowała, w większości przypadków, przewagę opadu wiosennego nad jesienią.

W przebiegu rocznych średnich sum miesięcznych wyraźne maksimum opadów przypada na lipiec a minimum na luty. Tę obowiązującą dla całej Polski prawidłowość potwierdzają także analizy przeprowadzone przez Trepińską (1969). Wspólnie z Kozuchowskim (1986) stwierdzili związek opadów Krakowa z opadami Polski północno-zachodniej. Najprawdopodobniej jest to odzwierciedleniem związku z opadami pochodzenia atlantyckiego, związanych z cyrkulacją północno-zachodnią.

O procesach opadotwórczych i sumach rocznych opadów tej części Polski, w przeciwieństwie do większej, pozostałej części kraju, decyduje głównie południkowy transport wilgoci.

Sumy ekstremalne oraz wartości współczynnika zmienności wskazują na nieznacznie większą zmienność półrocza chłodnego niż ciepłego.

Spośród sezonów największym zakresem zmienności charakteryzuje się wiosna a najmniejszym lato. Natomiast w poszczególnych miesiącach największe wahania opadów zanotowano w październiku a najmniejsze w grudniu.

W Krakowie w czasie 138 lat najczęściej wystąpiły:

- zimy, w których najwilgotniejszy był grudzień i najsuchszy luty,
- wiosny, w których najwilgotniejszym miesiącem był maj, a najsuchszym marzec,
- lata o największych opadach w czerwcu, a najmniejszych w sierpniu,
- jesień z maksimum opadów we wrześniu i minimum w listopadzie lub październiku.

Opady zimowe zbliżone są do średniej z wielolecia, o czym świadczy, zarówno niewielka liczba klas wysokości notowanych opadów, jak również duże częstotliwości przedziału najczęściej występującego 21-40mm (ponad 40%), rys.1.

Opady letnie są najbardziej zmienne, obejmują największą liczbę klas, które z jednym wyjątkiem, występują z częstotnością poniżej 10%.

W zmienności czasowej opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 można wyróżnić najwilgotniejszy okres na przełomie wieków, którego początek i koniec przypada na inny rok w zależności od miesiąca czy pory roku, mimo iż opady jesieni i zimy oraz stycznia, października i listopada cechowała tendencja ujemna. Potwierdza to wnioski wielu autorów, którzy pisali o oceanizacji klimatu Polski w pierwszych dwóch, trzech dekadach XX w. (Horwitz 1929, Romer 1947, Kozuchowski, Marciniak 1986) a także zgadza się z wyznaczonymi przez Trepiańską (1977) epokami suchymi i mokrymi w Krakowie. Natomiast najsuchsze okazały się lata 1925-1955.

Z wielu względów interesujące i istotne są próby wyjaśnienia przyczyn kształtowania się wieloletniej zmienności opadów. Wskazano na istniejące związki opadów w Krakowie z cyrkulacją atmosferyczną oraz aktywnością Słońca. Nie wykazano dominującego wpływu intensywności cyrkulacji strefowej na wieloletnie zmiany wysokości opadów.

Zmiany wiekowe opadów atmosferycznych w porównaniu do 11-letniego cyklu aktywności Słońca wykazują relację odwrotną. Maksimum liczb Wolf'a odpowiadają przeważnie obniżone sumy opadów.

Odchylenia od średnich wieloletnich w przebiegu czasowym opadów i aktywności Słońca nie są tak jednoznaczne. W latach 1870-1930 z osłabioną działalnością Słońca wiąże się podwyższenie sum opadów – natomiast wilgotne lata po 1955 r. występują podczas wzmożonej aktywności Słońca.

U podstaw zmienności opadów leżą czasowe wahania przebiegu warunków cyrkulacyjnych. Wzrostom częstotliwości cyrkulacji południkowej odpowiadają występujące z dekadowym opóźnieniem nasilenia opadów. Od początków XX w. słabnąca cyrkulacja zachodnia spowodowała obniżenie sum opadów. Natomiast zwiększona częstotliwość ruchu powietrza o składowej wschodniej powodowała pojawienie się lat wilgotnych, a jej stabilizacja lat suchych. Brak jednoznacznej zależności przypomina sugestię Kozuchowskiego (1984) iż opady w Krakowie w przeciwieństwie do prawie całej Polski zmieniają się niezależnie od cyrkulacji strefowej a o sumach rocznych opadów decyduje głównie południkowy transport wilgoci.

Przyjmując możliwość wzmożonego wpływu aktywności Słońca na osłabienie cyrkulacji strefowej i aktywizację cyrkulacji południkowej (Kozuchowski 1986, Osuchowska-Klein 1985) zbadano tę zależność w Krakowie. Krzywa przebiegu czasowego cyr-

kulacji C wykazuje podobieństwo do zmienności aktywności Słońca. W całej Polsce w roku 1940 nastąpił wzrost liczb Wolfa i częstości południkowej zaś wyraźny spadek cyrkulacji zachodniej. W przebiegu czasowym opadów okres ten cechował się niższymi od średniej sumami rocznymi opadów atmosferycznych. Kożuchowski (1986) stwierdza, iż po 1940 r. w Polsce nastąpił rozwój kontynentalizmu jako efekt wzrostu liczb Wolfa.

W wiekowej zmienności miesięcznych sum opadów największą amplitudą cechują się cykle o długości (T lat):

- 4 – grudzień,
- 6 – sierpień,
- 8 – czerwiec,
- 10 – marzec,
- 12 – styczeń,
- 13 – kwiecień, maj,
- 14 – luty, wrzesień, listopad,
- 44 – październik,
- 56 – lipiec.

Roczne sumy opadów atmosferycznych wykazują cykliczność: 12, 14, 23, 30, 64 lat. Stwierdzone okresy w przebiegu miesięcznych i rocznych sum opadów pokrywają się z pojedynczymi cyklami aktywności Słońca, która cechuje się występowaniem cykli: 5-; 11,1-; 17-; 21,4-; 25-; 29-; 33-; 38-; 45-; 56-; 95-letnich.

Z prognoz letnich i rocznych sum opadów atmosferycznych w Krakowie na lata 1988-2020 wynika (rys.3-40), że nie należy spodziewać się lat o znacznie zwiększonych opadach. Do końca bieżącego stulecia przeważnie będą występować opady powyżej normy z maksimum lokalnym w 1996r. Najniższe sumy przypadną w 2001 i 2013r. i oddzielone będą krótkotrwałym wzrostem opadów z maksimum lokalnym w 2008. Ostatnie lata objęte prognozą także będą miały odchylenia dodatnie, a na 2020 r. przewidywane jest maksimum absolutne tego okresu. Około roku 2000 Stachy (1970) i Boryczka (1984) przewidują kolejne wyraźne minimum aktywności Słońca.

Różnorodność czynników oddziałujących na opady sprawia, że prognoza pozwala jedynie w przybliżeniu określić rozkład opadów w Krakowie w nadchodzącym trzydziestolecu. Znajomość potencjalnych wysokości opadów ma jednak ogromne znaczenie praktyczne przy planowaniu właściwej polityki rolnej i racjonalnego zagospodarowania zasobów wodnych.

Cykliczne wahania opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987

Badanie cykliczności opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850- przeprowadzono wykorzystując metodę zaproponowaną przez Boryczkę (1984), polegającą na wyznaczeniu optymalnych cykli, dopasowując sinusoidę (metodą najmniejszych kwadratów)

$$y = A + B \sin\left(\frac{2\pi}{T}t + c\right)$$

o zmiennym okresie (parametrze) : $T = 1, 2, \dots, 140$ do wyników pomiarów: y_1, \dots, y_N

Optymalne okresy – to maksima współczynnika korelacji R , amplitudy B (mm), rys.2. Miarami dokładności empirycznych trendów dla miesięcy, sezonów, półroczy i roku są:

- Wariancja resztkowa $\varepsilon^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [y_i - f(t_i)]^2$
- Współczynnik determinacji, który jest oceną dokładności całego równania

$$R^2 = 1 - \frac{\varepsilon^2}{s^2}, \text{ gdzie } s^2 \text{ jest wariancją zmiennej } y.$$

Innymi miarami dokładności aproksymacji danych y_1, \dots, y_N są:

- Odchylenie resztkowe $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon^2}$,
- Błąd standardowy estymacji $e = \left(\frac{N}{N-k-1}\right)^{0,5} \varepsilon$; N - liczba obserwacji, k - liczba szacowanych parametrów (bez wyrazu wolnego),
- Test Fishera, który testuje hipotezę, że w populacji współczynnik korelacji wielokrotnej R jest zerem, z odczytaną z tablic F_{kr} dla N i $N-k-1$ stopni swobody dla ustalonego z góry poziomu istotności. Jeżeli $F > F_{kr}$, wówczas hipotezę zerową należy odrzucić i uznać, że R jest różne od zera. W przeciwnym przypadku nie ma podstaw do odrzucenia tej hipotezy.

Wartości F_{kr} dla równań dotyczących miesięcznych, sezonowych, półrocznych i rocznych sum są następujące:

p. ist.	F_{kr}
0,1	2,35
0,05	3,07
0,01	4,78

Przeanalizowano także składowe trendu, wyznaczając ekstrema poszczególnych sinusoid na podstawie wzorów: $t_{\min} = (3\pi/2 - c) T/2\pi$, $t_{\max} = (\pi/2 - c) T/2\pi$

Okresowe zmiany sum miesięcznych opadów w Krakowie prześledzono analizując wyliczone na podstawie danych wartości amplitudy (a) i współczynnika korelacji (R). Podstawą wyboru zamieszczonych poniżej równań sinusoid była wartość obliczona testu Fishera przekraczająca F_{kr} na poziomie istotności 0,1, 0,05 i 0,01.

Obliczone dla stycznia wartości statystyki Fishera wskazują, iż najsilniej zaznacza się okres trwający 12 lat.

W przebiegu czasowym sezonu wiosennego wyróżniono cykle 13- i 23-letni opisane równaniami:

$$y = 150,3 + 16,03 \sin (2\pi/13 + 2,002)$$

$$y = 150,0 + 13,44 \sin (2\pi/23) + 1,723$$

o następujących miarach dokładności:

Cykle	13	23 lat
R^2	0,046	0,032
ε	51,64	52,00
e	52,21	52,67
Fobl	3,233	2,264
p.ufn	0,95	.

Ekstrema tych sinusoid (13- i 23 lat) wystąpiły w latach: cykle :13 lat – t_{\min} 1905, 1958, t_{\max} 1841, 1844.

W sezonie letnim zaobserwowano cykle: 6-, 31-, 63-letnie opisane następującymi równaniami. Wartości testu Fishera wskazują, że cykle 6- i 31-letni są istotne na poziomie ufności 95%, a 63-letni na poziomie 99% .

$$y = 275,2 + 26,97 \sin ((2\pi/6)t - 3,007)$$

$$y = 277,1 + 26,92 \sin ((2\pi/31)t - 3,094)$$

$$y = 275,7 + 35,10 \sin ((2\pi/63)t + 2,653)$$

Oto wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji (Fkr= 3,819,3,807,6,255 dla poziomów ufności 0,90,095,099):

Cykle	6	31	63
R^2	0,054	0,054	0,085
ε	80,22	80,22	78,88
e	81,10	81,11	79,75
Fobl	3,819	3,807	6,255
p.ufn	0,95	0,95	0,99

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach występują w latach

Cykle	6	31	63
t_{\min}	1923	2230	2053
t_{\max}	1893	2078	1742

Równania optymalnych cykli w sezonie jesiennym są następujące:

$$y = 148,8 + 25,33 \sin(2\pi t / 14 + 0,196)$$

$$y = 149,3 + 14,35 \sin(2\pi t / 30 + 1,786)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Cykle	14	30 lat
R2	0,108	0,034
ε	51,80	51,80
e	53,90	54,49
Fobl	8,181	2,401
p.ufn	0,99	0,90

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach występują w latach

Cykle	14	30 lat
t_{\min}	1949	1988
t_{\max}	1880	1840

W przebiegu czasowym opadów atmosferycznych w sezonie zimowym wyróżniono cykl 53-letni istotny na poziomie ufności 0,95. Pozostałe nie są istotne nawet na poziomie istotności 0,10. Wspomniany cykl, o ekstremalnych sumach opadów w latach $t_{\min} = 2179$, $t_{\max} = 1917$ mwyrażono równaniem sinusoidy:

$$y = 99,3 + 11,43 \sin(2\pi t / 53 + 0,758)$$

o następujących miarach dokładności trendu: $R^2 = 0,061$, $\varepsilon = 31,93$, $e = 32,28$, $F_{\text{obl}} = 4,336$, p. ufności = 0,95

W półroczu chłodnym wyróżniono cykl 4-letni na poziomie ufności 90% i 14-letni na poziomie ufności 99%. Równania:

$$y = 224,5 - 15,73 \sin(2\pi t / 4 - 0,986)$$

$$y = 224,6 + 21,65 \sin(2\pi t / 14 + 0,077)$$

charakteryzują następujące miary dokładności: cykle 4 14 lat

Cykle	4	14lat
R2	0,041	0,078
ε	54,00	52,94
e	54,59	53,52
Fobl	2,869	5,723
p.ufn	0,90	0,99

Ekstremalne sumy opadów w przedstawionych cyklach wystąpiły w

Cykle	4	14 lat
t_{\min}	1886	1952
t_{\max}	1907	1883

Natomiast w półroczu ciepłym, dzięki zastosowaniu metody sinusoid wyróżniono cykle: 3-, 6-, 30-, 66-letnie. Oto równania optymalnych sinusoid:

$$y = 450,0 + 28,30 \sin(2\pi t/3 + 1,688)$$

$$y = 450,0 - 27,43 \sin(2\pi t/6 - 0,029)$$

$$y = 453,0 + 48,36 \sin(2\pi t/30 + 2,369)$$

$$y = 450,3 + 40,11 \sin(2\pi t/66 + 2,960)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości

Cykle	3	6	30	66 lat
R^2	0,037	0,034	0,105	0,071
ε	102,10	102,20	98,42	100,30
e	103,30	103,40	99,51	101,40
Fobl	2,578	2,417	7,943	5,174
p.ufn	0,90	0,90	0,99	0,99

Wartości testu Fishera wskazują, że równania cykli krótszych są istotne na niższym poziomie ufności niż cykle dłuższe. Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach wystąpiły w latach

Cykle	3	6	30	66 lat
t_{\min}	1864	1986	1960	2031
t_{\max}	1850	1865	1812	1706

W przebiegu czasowym opadów atmosferycznych roku wyróżnić można cykle: 12-, 14-, 23-, 30-, 64-letnie. Okresom tym towarzyszą duże wartości amplitudy i współczynnika korelacji, zaś wartości testu Fishera wskazują, że wszystkie cykle, za wyjątkiem 23-letniego, są istotne na poziomie ufności powyżej 90%. Oto równania optymalnych sinusoid (cykli):

$$y = 675,5 + 30,23 \sin(2\pi t/12 - 0,869)$$

$$y = 676,0 + 33,97 \sin(2\pi t/14 - 0,210)$$

$$y = 676,2 + 28,22 \sin(2\pi t/23 + 1,073)$$

$$y = 679,0 + 50,00 \sin(2\pi t/30 + 2,207)$$

$$y = 676,2 + 41,72 \sin(2\pi t/64 + 2,600)$$

Wskaźniki dokładności wyznaczonych funkcji przyjmują wartości:

Cykle	12	14	23	30	64
R^2	0,037	0,047	0,033	0,099	0,066
ε	109,2	108,6	109,4	105,6	107,5
e	110,4	109,8	109,4	106,7	108,7
Fobl	2,608	3,353	2,266	7,467	4,793
p.ufn	0,90	0,95	.	0,99	0,99

Ekstremalne sumy opadów w poszczególnych cyklach wystąpiły w latach:

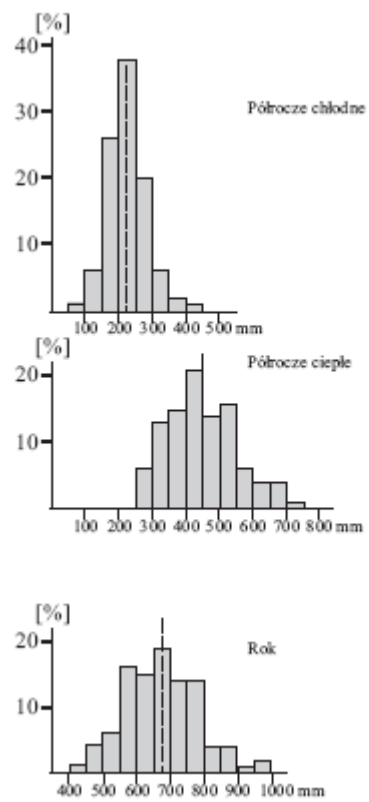
Cykle	12	14	23	30	64
t_{\min}	1955	1958	1981	1968	2062
t_{\max}	1896	1889	1868	1820	1746

Uwzględniając wyznaczone okresy w przebiegu, półrocznych i rocznych sum opadów otrzymano ogólne trendy empiryczne, które zestawiono w tabeli 1. Zamieszczono w niej również miary statystyczne będące oceną dopasowania danego trendu do wartości zmierzonych.

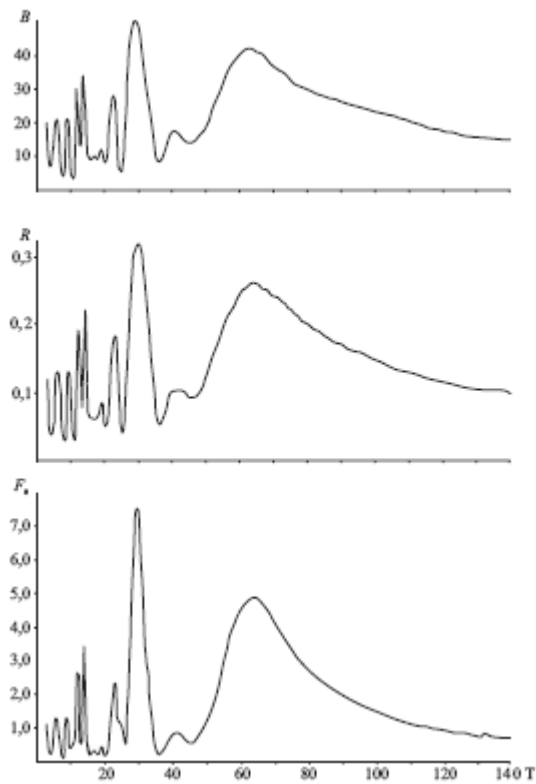
Wartości obliczone statystyki Fishera-Snedecora świadczą o istotności statystycznej tych równań na poziomie istotności 0,01. Prognozy letnich, półrocznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w Krakowie do roku 2020 przedstawiają wykresy narys.3-4.

Tabela. 1. Trend empiryczny półrocznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w Krakowie w latach 1850-1987 (e - błąd estymacji, R^2 - współczynnik determinacji, F_{obl} - statystyka Fishera- Snedecora)

Równania trendów czasowych $y=f(t)$	e	R^2	F_{obl}	Ist.
<p>Półrocze chłodne</p> $y = 223,7 + 15,18 \sin(2\pi t/4 + 0,529) + 13,43 \sin(2\pi t/7 - 1,922) + 11,67 \sin(2\pi t/12 - 0,696) + 19,44 \sin(2\pi t/14 - 0,483) + 9,15 \sin(2\pi t/16 - 0,228) + 10,0 \sin(2\pi t/23 + 1,485) + 9,29 \sin(2\pi t/119 + 2,826)$	51,6	0,22	2,39	0,01
<p>Półrocze ciepłe</p> $y = 453,4 + 27,83 \sin(2\pi t/3 - 2,534) + 26,76 \sin(2\pi t/6 - 1,839) + 46,8 \sin(2\pi t/30 + 2,578) + 10,4 \sin(2\pi t/44 - 1,567) + 38,91 \sin(2\pi t/66 + 2,833)$	94,0	0,25	4,21	0,01
<p>Rok</p> $y = 678,2 + 19,85 \sin(2\pi t/3 - 2,316) + 20,83 \sin(2\pi t/6 - 2,197) + 18,21 \sin(2\pi t/9 + 1,487) + 27,75 \sin(2\pi t/12 - 0,178) + 31,85 \sin(2\pi t/14 + 0,094) + 17,68 \sin(2\pi t/23 + 1,534) + 45,76 \sin(2\pi t/30 + 2,489) + 39,80 \sin(2\pi t/64 + 2,554)$	99,8	0,30	3,21	0,01



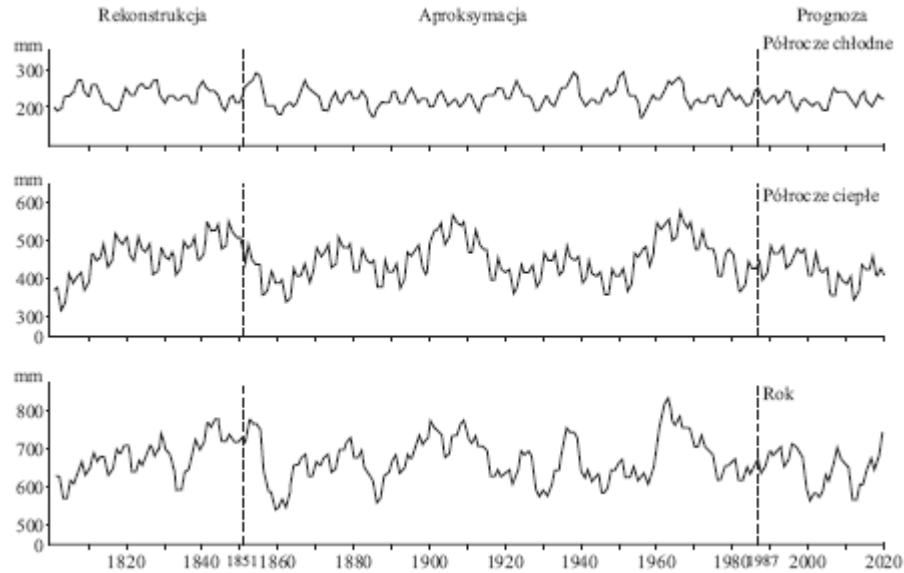
Rys. 1. Histogram częstości półrocznych i rocznych sum opadów w okresie 1850-1987



Rys. 2. Optymalne okresy rocznych sum opadów Krakowie w latach 19850-1987
(B - amplituda, mm, R - współczynnik korelacji, F_0 - statystyka Fishera-Snedecora)



Rys. 3. Trend wiekowy sum opadów w sezonie letnim w latach 1800-2020



Rys. 4. Trend wiekowy półrocznych i rocznych sum opadów w latach 1800-2020

7.5. Długookresowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie

Autor: Małgorzata TOMASIK

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Analiza temperatury powietrza (1813-1979) i opadów atmosferycznych (1813-1980) w Warszawie pozwoliła na określenie związków między nimi w czasie (tab. 1-3, rys. 1-4).

W przebiegu wiekowym temperatury powietrza i opadów atmosferycznych we wszystkich analizowanych przedziałach czasowych (tj. sezonach, półroczach i roku) można wyróżnić okresy, w których zmiany obu elementów były podobne. Wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszył przyrost wartości drugiego.

Przedstawione powyżej związki występują w latach skrajnych badanego wielolecia, jak również na przełomie XIX i XX wieku.

Należy podkreślić, iż długość tych okresów jest różna w zależności od pory roku, półrocza i roku.

W sezonie zimowym, wiosennym, jesiennym, półroczu chłodnym i roku początkowe lata badanego wielolecia charakteryzują się niższymi wartościami temperatury powietrza i opadów atmosferycznych. Był to więc okres chłodny i suchy.

We wszystkich wymienionych powyżej sezonach, półroczu i roku końcowe lata analizowanego przedziału czasowego stanowiły okres ciepły i wilgotny. Zarówno wartości temperatury, jak i opadu w tych latach przewyższały wartość średnią z wielolecia.

Przełom XIX i XX wieku w poszczególnych porach roku, półroczach i roku stanowił okres o wartościach temperatury i opadu wyższych lub oscylujących wokół średniej.

W sezonie zimowym, wiosennym, półroczu chłodnym i roku przełom poprzedniego i naszego stulecia to lata o wyższych od średniej z wielolecia wartości temperatury i nieznacznie ją przekraczających sumach opadów.

W przypadku sezonu jesiennego lata przełomowe stanowią okres, w którym temperatura i opad oscylują wokół przeciętnej.

W pozostałych latach badanego wielolecia tendencja zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są przeciwne. Wzrostowi jednego elementu klimatu towarzyszy spadek drugiego i przeciwnie.

Należy podkreślić, że w sezonie letnim i półroczu ciepłym tendencje zmian temperatury i opadów w czasie są nieco inne. W tych przedziałach czasowych na przemian występują okresy o tendencjach zmian temperatury i opadów podobnych lub przeciwnych. Obejmują one w niektórych przypadkach zaledwie kilka, w większości kilkanaście, rzadko kilkadziesiąt lat.

Wnikliwsza analiza przebiegu temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w całym analizowanym okresie, jak również w krótszych przedziałach czasowych (1813-1900, 1901-1979 dla temperatury, 1901-1980 dla opadu), na podstawie otrzymanych równań prostych regresji, umożliwia ilościowe określenie zmian tych elementów klimatu w czasie jak również ich współzależności.

W sezonie zimowym, jesiennym, półroczu chłodnym i roku zarówno temperatura, jak i opad wykazują tendencję wzrostową w badanym wieloleciu. Przyrosty całkowite temperatury odpowiednio wynoszą: 2,3°C; 1,0°C; 1,9°C; 1,2°C, natomiast opadu: 18,0 mm; 11,4 mm; 23,0 mm; 19,0 mm.

Podział serii obserwacyjnej na dwa przedziały czasowe obejmujące XIX i XX wiek prowadzi do zmiany charakteru tendencji przebiegu temperatury i opadów.

W sezonie zimowym, półroczu chłodnym w poprzednim stuleciu oba elementy klimatu mają wzrostową tendencję zmian. W bieżącym stuleciu spadkowi temperatury odpowiada wzrost sum opadów.

W przebiegu rocznym w XIX wieku wzrostowi temperatury w czasie odpowiada spadek opadu. W wieku XX spadkowi temperatury towarzyszy wzrost sum opadów.

Jedynie w sezonie jesiennym podział serii obserwacyjnej na dwa przedziały czasowe nie zmienia tendencji przebiegu temperatury i opadów. Podobnie jak w całym wieloleciu w XIX i XX wieku następuje wzrost obu elementów klimatu w czasie.

W pozostałych porach roku (tj. wiosną, latem), jak również w półroczu ciepłym w analizowanym wieloleciu wzrostowi temperatury w czasie odpowiadał spadek sum opadu. Wynosił on: 1,4°C i 3 mm w sezonie wiosennym, 0,2°C i 6,7 mm w porze letniej, 0,9°C i 3 mm w półroczu ciepłym.

Analiza zależności sum opadu atmosferycznego od temperatury powietrza (na podstawie prostych regresji) wskazuje, że jedynie w sezonie zimowym i półroczu chłodnym wzrostowi temperatury towarzyszy przyrost sum opadu. I tak zimą przyrostowi temperatury o 1°C odpowiada zwiększenie sum opadów o 2,5 mm, w półroczu chłodnym o 1,6 mm.

Podobny (co do charakteru) związek zachodzi pomiędzy tymi elementami klimatu zarówno w XIX, jak też XX wieku.

W pozostałych sezonach, półroczu i roku wzrostowi temperatury odpowiada spadek sum opadu. Przyrost temperatury o 1°C wywołał w sezonie wiosennym zmniejszenie opadu o 1,7 mm, latem o 20,4 mm, jesienią o 3,2 mm, w półroczu chłodnym o 31,1 mm, w roku o 13,4 mm.

W celu dokładniejszego określenia zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w czasie, jak również zależności opadów od temperatury wyznaczono wielomiany drugiego stopnia. Umożliwiło to (w przeciwieństwie do prostych regresji) wyznaczenie lat, w których wystąpiły wartości ekstremalne, jak również wyznaczenie tych przedziałów czasowych (np. sezonu), w których zakres wahań elementów klimatu był największy lub najmniejszy.

Jedynie w sezonie jesiennym zaznaczyły się podobne tendencje zmian obu elementów klimatu w czasie. Otrzymano jedno ramię paraboli, świadczące o tendencji rosnącej.

W sezonie zimowym i półroczu chłodnym w przypadku opadu otrzymano także jedno ramię paraboli, świadczące o tendencji rosnącej. Natomiast temperatura powietrza wykazuje w tych przedziałach czasowych tendencję rosnąco-malejącą.

W pozostałych porach roku (wiosna, lato), półroczu ciepłym i roku temperatura powietrza wykazuje tendencję rosnąco-malejącą, natomiast opad – malejąco-rosnącą.

Wartości ekstremalne temperatury (°C) i opadu (mm) przypadają na lata:

111

	$T(\max)$	$Op(\min)$
wiosna	1963 (7,7)	1924 (121,7)
lato	1907 (17,9)	1906 (93,0)
półrocze ciepłe	1923 (14,7)	1900 (350)
rok	1948 (7,9)	1880 (559,9)

Analiza równań drugiego stopnia umożliwia także stwierdzenie, że największe wahania temperatury występują w zimie (2,5°C), opadu zaś latem (20 mm).

Najmniejsze zmiany wykazuje temperatura w sezonie letnim (0,6°C), opad w sezonie wiosennym (4 mm).

Większy zakres wahań elementów klimatu występuje w półroczu chłodnym niż ciepłym.

Zmiany temperatury w przebiegu rocznym dochodzą do 1,3°C, opadu do 34 mm.

Równania parabol określające zależność opadów atmosferycznych od temperatury powietrza wskazują, że w sezonie letnim, jesiennym, półroczu ciepłym i roku występuje tylko

jedno ramię paraboli. Świadczy ono o istnieniu zależności przeciwnej (ze wzrostem temperatury następuje spadek opadu).

W omawianym przedziale czasowym 1813-1979 także w sezonie zimowym występuje tylko jedno ramię paraboli. Przebieg jego świadczy o odmiennej, od przedstawionej powyżej, zależności zmian (wzrostowi temperatury odpowiada zwiększenie sum opadu).

Jedynie w sezonie wiosennym i półroczu chłodnym zaznaczają się oba ramiona paraboli. W pierwszym z wymienionych przedziałów czasowych występuje zależność rosnąco-malejąca, w drugim malejąco-rosnąca.

Największymi zmianami sum opadów wywołanymi wahaniami temperatury cechuje się sezon letni, a najmniejszymi – wiosna.

W wiekowej zmienności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wykryto cykliczność zmian. Niektóre cykle temperatury i opadu w sezonach, półroczach i roku obejmują podobną liczbę lat:

Przedziały czasowe	cykle wyrażone w latach	
	temperatura	opady
wiosna	4; 13	3; 12
lato	7; 16	6; 16
jesień	5; 9; 21; 31	5; 10; 20; 32
rok	4; 17	6; 16

Wartości ekstremalne niektórych cykli (sinusoid) temperatury i opadów przypadają prawie na te same lata. I tak np. w sezonie letnim maksimum cyklu 7-letniego temperatury i 6-letniego opadu przypada na ten sam rok tj. 1816.

Należy także zaznaczyć, że poszczególne cykle temperatury powietrza i opadów atmosferycznych są zbliżone do pojedynczych cykli aktywności Słońca obejmujących: 5; 11,1; 17; 12,4; 25; 29; 33; 38; 45; 56; 95; 180 lat.

Dokonana prognoza temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Warszawie do roku 2100 pozwala wnioskować, że u schyłku XX wieku i przez cały XXI wiek temperatura charakteryzować się będzie małym zakresem wahań wynoszącym zaledwie 0,8°C (od 6,7°C do 7,5°C). Będą to wartości temperatury niższe od występujących w XX wieku, zbliżone natomiast do tych, które wystąpiły w pierwszej połowie XIX wieku. Należy jednak pamiętać, że pomimo tak małych zmian tego elementu klimatu wystąpią lokalne ochłodzenia i ocieplenia mniej więcej co 6-7 lat.

Roczne sumy opadów atmosferycznych w latach dziewięćdziesiątych XX wieku odznaczać się będą niższymi wartościami. Najniższe wystąpią w latach: 1993, 1999.

Małe sumy opadów wystąpią także w latach: 2005, 2017, 2035, 2051, 2074. Będą się one wahały od 480 mm do 520 mm.

Pomiędzy wymienionymi minimami lokalnymi sum opadów wystąpią lata o wyższych opadach: 2008 (562 mm), 2026 (639 mm), 2044 (643 mm), 2062 (633 mm).

Okres wilgotny zaznaczy się także od lat siedemdziesiątych do końca przyszłego wieku. Maksimum sum opadów wystąpi w roku 2081 (663 mm) i będzie to zarazem maksimum absolutne przyszłego stulecia.

Przedstawiona prognoza wiekowych zmian temperatury powietrza i opadów atmosferycznych, jak również wykryta cykliczność zmian i związków pomiędzy tymi elementami klimatu dają możliwość przewidywania, z pewnym przybliżeniem, rozkładu temperatury i opadów w Warszawie w przyszłym stuleciu.

W niniejszej pracy oprócz wykrycia i określenia związków pomiędzy temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi podjęto próbę wyjaśnienia genezy zmian tych elementów klimatu.

Niewątpliwie elementem genezy zmienności temperatury i opadu jest aktywność Słońca. Przeprowadzona analiza wykazała, że wyższe wartości obu elementów klimatu występują przy maksimum plam słonecznych. Jedynie w sezonie letnim i półroczu ciepłym wyższe wartości temperatury występują przy maksimum liczb Wolfa, natomiast wyższe sumy opadów przy minimum.

Najwyższe wartości temperatury i opadów w sezonie zimowym, wiosennym i półroczu chłodnym związane są z osłabioną działalnością Słońca.

W sezonie letnim, półroczu ciepłym i roku maksimum temperatury przypada na lata ze wzmożoną aktywnością słoneczną, natomiast najwyższa suma opadów związana jest – z osłabioną.

Odwrotna sytuacja istnieje w sezonie jesiennym.

Najniższe wartości temperatury i opadów w sezonie zimowym, wiosennym, półroczu chłodnym i roku wywołane są zmniejszoną liczbą plam słonecznych.

W sezonie letnim i półroczu ciepłym najniższa wartość temperatury związana jest z osłabioną działalnością Słońca, opadu – ze wzmożoną.

Odwrotnie jest w sezonie jesiennym.

Proste regresji obrazujące zależność temperatury i opadów od liczb Wolfa wskazują, że ze wzrostem aktywności Słońca następuje przyrost obu elementów klimatu. Wyjątek stanowi jedynie sezon zimowy w przypadku temperatury i półrocze ciepłe dla opadów, kiedy to zaznacza się regresja ujemna.

Większość jednak równań prostych regresji nie jest istotna na poziomie 0,1.

Wiekowe zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych można wytłumaczyć zmianami częstości występowania różnych typów cyrkulacji (według klasyfikacji Wangenheima).

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że w sezonie zimowym, letnim, półroczu ciepłym przebieg obu elementów klimatu w największym stopniu wiąże się ze zmianami cyrkulacji południkowej (C). Wzrostowi częstości występowania tego typu cyrkulacji odpowiada przyrost temperatury i opadów (wyjątek stanowi lato i półrocze ciepłe, gdyż opad ulega wtedy zmniejszeniu).

W sezonie jesiennym i półroczu chłodnym podobna tendencja zmian zaznacza się w przebiegu temperatury, opadów i cyrkulacji wschodniej (E).

Wiosną przebieg temperatury jest podobny do zmian cyrkulacji zachodniej (W), natomiast opadu – do cyrkulacji wschodniej (E).

Roczne sumy opadów, podobnie jak w sezonie wiosennym, najbardziej zbliżone są do zmian cyrkulacji wschodniej (E).

W przypadku temperatury do lat trzydziestych XX wieku jej przebieg nawiązuje do zmian cyrkulacji wschodniej, w następnych – do cyrkulacji południkowej.

Równania prostych regresji określające zależność pomiędzy temperaturą powietrza i opadem atmosferycznym a poszczególnymi typami cyrkulacji wskazują, że wzrostowi częstości dni z cyrkulacją wschodnią towarzyszy wzrost temperatury i opadu.

Wzrost częstości występowania pozostałych typów cyrkulacji (W, C) powoduje zmniejszenie sum opadów atmosferycznych.

Wyjątek stanowi półrocze chłodne w przypadku zależności opadu od cyrkulacji południkowej.

Typy cyrkulacji W, C wpływają na temperaturę w sposób bardziej złożony. Wzrost występowania cyrkulacji zachodniej (oprócz sezonu letniego) powoduje wzrost tego elementu klimatu. Natomiast wzrost częstości występowania cyrkulacji południkowej (zwyjątkiem sezonu letniego) wywołuje spadek temperatury. Wartości współczynnika korelacji i testu Fishera wskazują, że tylko niektóre z otrzymanych równań prostych regresji są istotne na poziomie 0,1.

Wyniki badań dotyczące długookresowych zmian klimatu są zgodne z podanymi w literaturze klimatologicznej (Boryczka 1977, Sielicka 1985, Sieredzińska 1979, Stopa-Boryczka 1973).

Opracowanie to dostarczyło także wielu nowych wniosków, które w sposób ilościowy ujmuje zależność pomiędzy temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi.

Wykryte powiązania między tymi elementami klimatu (które zostały wykazane w niniejszej pracy) mają duże znaczenie praktyczne. Na przykład znajomość wspólnych cykli, trendów temperatury powietrza i opadów atmosferycznych (ekstremów wiekowych) może być wykorzystana w działalności gospodarczej człowieka – w rolnictwie, budownictwie itp.

Tabela 1. Cykle temperatury powietrza i opadu atmosferycznego w Warszawie. Dany występowania wartości ekstremalnych poszczególnych cykli.

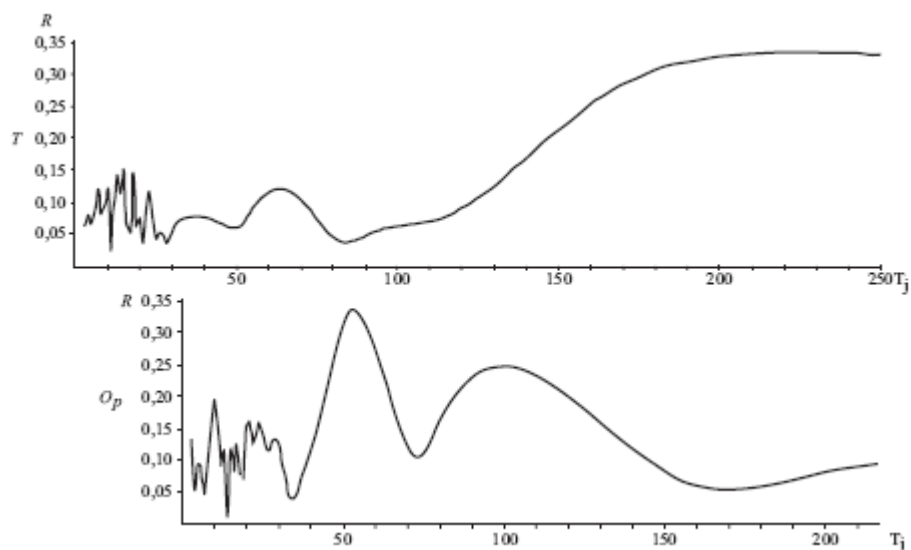
	Cykle		Miary istotności				Daty występowania			
			R		Fob		Max		Min	
	Op	T	Op	T	Op	T	Op	T	Op	T
zima	15*	10*	0,155554	0,195129	2,455895	3,265534	1813	1817	1820	1822
	18*	21	0,150535	0,160127	2,29528	2,171021	1809	1818		
	64	53*	0,121585	0,355163	1,485478	10,440376	1804	1830		
	225*	100*	0,330801	0,244897	12,164627	5,263603	1965	1857	1907	
wiosna	4*	3*	0,178916	0,223402	3,273892	4,333721	1812	1815	1814	1817
	13*	12	0,18217	0,15702	3,398193	2,085484	1814	1820		
	24*	19*	0,157794	0,183558	2,527945	2,88638	1808	1816	1820	1825
	29*	34*	0,152386	0,234544	2,353575	4,802589	1808	1830	1822	1847
	75	80	0,113807	0,155605	1,299076	2,024568				
	214*	125	0,342109	0,132964	13,130964	1,484795	1967	2063		
lato	7	6*	0,14454	0,255029	2,112425	5,739057	1816	1819		
	16*	9*	0,201972	0,16695	4,210204	2,365835	1813	1818	1821	1822
	52*	13*	0,179516	0,198726	3,296606	3,390049	1825	1817	1851	1823
	81*	16	0,274387	0,154394	8,059113	2,014623	1816	1857		
	29		0,127701		1,367684					
jesień	5	5*	0,127726	0,177664	1,641855	2,688938	1817	1819		
	9	10	0,131794	0,156264	1,749995	2,064957				
	21	20*	0,146213	0,182529	2,162683	2,843356	1818	1802	1827	1822
	31	32*	0,111796	0,17615	1,252987	2,64186	1816	1832		
	61*	43	0,141176	0,150626	2,013248	2,129475	1804	1835		
	97*	115	0,187292	0,146545	3,599003	1,810619	1885	1935		
p chłodne	13*	5*	0,148884	0,191946	2,22421	3,155844	1815	1814	1821	1817
	67*	8*	0,147333	0,18845	2,196682	3,037741	1807	1819	1841	1823
		17*		0,196719		3,321122		1816		1825
		57*		0,303127		8,34761		1853		1881
		107*		0,281085		7,077421		1857		1910
p.ciepłe	23*	6*	0,15784	0,218551	2,529452	4,138222	1813	1816	1825	1819
	54*	19*	0,200864	0,184665	4,162235	2,297381	1818	1816	1845	1825
	83*	29	0,239057	0,114483	6,000609	1,095643	1810	1852		
	176*	38	0,233125	0,101704	5,6896	0,862267	1789	1879		
		52		0,084509		0,593439				
rok	4	6*	0,121533	0,170272	1,484183	2,46329	1816	1819		
	13*	16*	0,155819	0,216729	2,463492	4,06613	1815	1820	1821	1828
	17	19*	0,111212	0,192538	1,239773	3,176081	1815	1825		
	89*	58*	0,151156	0,190683	2,31486	3,112886	1798	1855	1843	1881
	218*	112*	0,418225	0,177258	20,990814	2,6762	1967	1853	2067	1909

Tabela 2. Równania empiryczne trendu temperatury powietrza w Warszawie

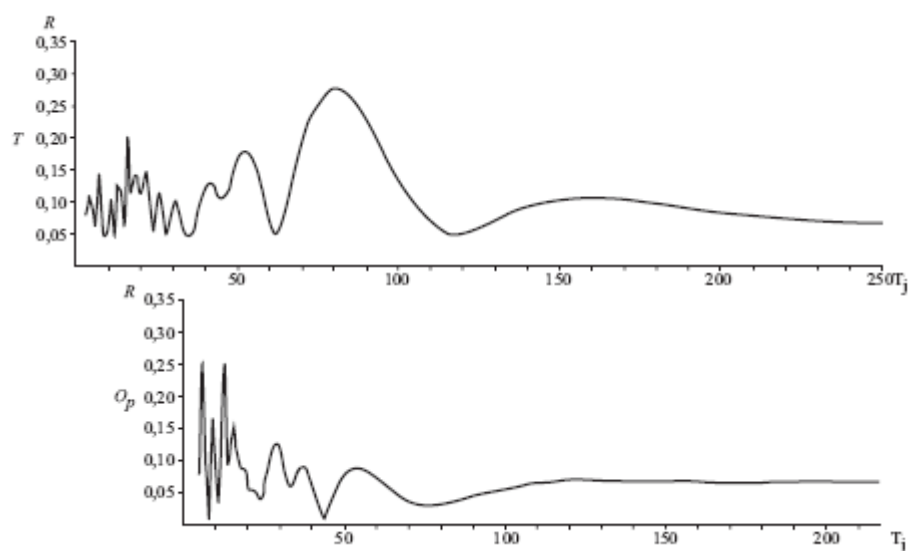
	Równania empirycznego trendu	<i>R</i>	Fob	δ
zima	$T = 2,930 + 0,4417\sin(0,4189t + 1,602) + 0,4794\sin(0,3491t + 3,131) + 1,202\sin(0,0279t - 2,670)$	0,3746	5,250	2,245
wiosna	$T = 7,197 + 0,3629\sin(1,5708t + 2,824) + 0,3477\sin(0,4833t + 1,386) + 0,3092\sin(0,2618t + 2,894) + 0,2850\sin(0,2167t + 2,666) + 0,6769\sin(0,0294t - 2,946)$	0,4714	5,401	1,301
lato	$T = 17,74 + 0,3060\sin(0,3927t + 1,490) + 0,1774\sin(0,1208t + 0,1778) + 0,3763\sin(0,0776t + 1,313)$	0,3556	4,657	1,040
jesień	$T = 7,802 + 0,2253\sin(0,2992t + 0,5067) + 0,1838\sin(0,1030t + 2,468)$	0,2606	2,344	1,109
półrocze chłodne	$T = 0,3486 + 0,2952\sin(0,4833t + 0,7655) + 0,2885\sin(0,0938t + 2,127)$	0,1965	1,958	1,497
półrocze ciepłe	$T = 14,56 + 0,1654\sin(0,2732t + 1,488) + 0,1643\sin(0,1163t + 1,019) + 0,2200\sin(0,0757t + 1,789) + 0,2514\sin(0,035t + 2,418)$	0,3820	3,600	0,8316
rok	$T = 7,457 + 0,1979\sin(0,4833t + 0,830) + 0,1132\sin(0,7060t + 2,611) + 0,528\sin(0,0288t - 2,887)$	0,4564	8,481	0,8577

Tabela 3. Równania empiryczne trendu opadu atmosferycznego w Warszawie

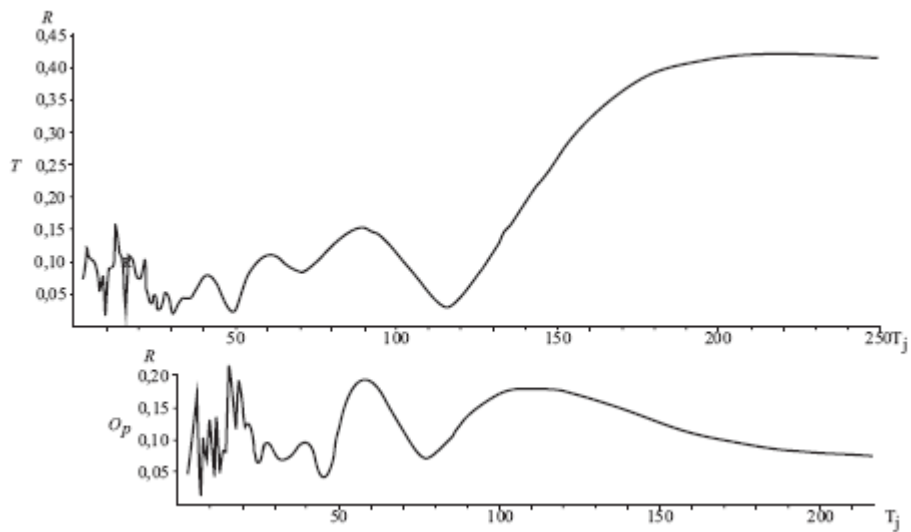
	Równania empirycznego trendu	<i>R</i>	Fob	δ
zima	$Op = 96,37 + 11,54\sin(0,6283t - 1,027) + 16,27\sin(0,1185t + 2,648) + 99,00\sin(0,0628t - 11,91)$	0,4420	6,474	33,52
wiosna	$Op = 12,26 + 13,11\sin(2,0944t - 3,018) + 11,05\sin(0,3307t + 0,6433) + 13,34\sin(0,1848t - 15,70)$	0,3703	4,239	39,43
lato	$Op = 21,95 + 25,31\sin(1,0472t - 1,736) + 15,95\sin(0,6981t + 1,696) + 19,51\sin(0,4833t - 0,3415)$	0,3624	4,032	66,67
jesień	$Op = 12,85 + 13,58\sin(1,2566t - 0,3104) + 12,84\sin(0,3142t + 2,478) + 12,10\sin(0,1963t + 2,024)$	0,3014	2,664	50,74
półrocze chłodne	$Op = 209,7 + 17,72\sin(1,2566t + 0,2768) + 16,97\sin(0,7854t - 2,2,866) + 19,21\sin(0,3696t + 0,3619) + 22,95\sin(0,1102t - 2,824) + 21,05\sin(0,0587t - 0,9989)$	0,5020	5,255	57,91
półrocze ciepłe	$Op = 14,56 + 0,1654\sin(0,2732t + 1,488) + 0,1643\sin(0,1163t + 1,019) + 0,2200\sin(0,0757t + 1,789) + 0,2514\sin(0,035t + 2,418)$	0,2910	3,748	85,97
rok	$Op = 7,457 + 0,1979\sin(0,4833t + 0,830) + 0,1132\sin(0,7060t + 2,611) + 0,528\sin(0,0288t - 2,887)$	0,4056	3,072	10,99



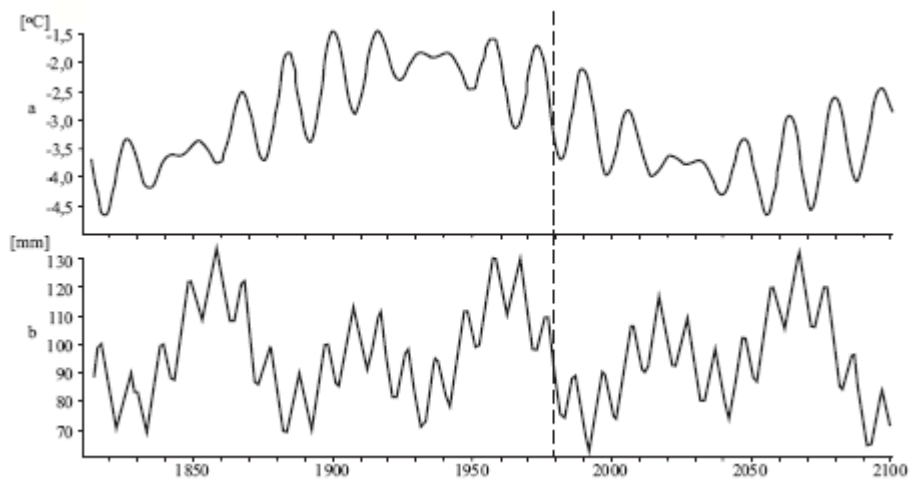
Rysunek 1. Optymalne okresy temperatury powietrza (1779-1979) i opadu atmosferycznego (1813-1980) w sezonie zimowym w Warszawie (maksymalna współczynnika korelacji R)



Rysunek 2. Optymalne okresy temperatury powietrza (1779-1979) i opadu atmosferycznego (1813-1980) w sezonie letnim w Warszawie (maksymalna współczynnika korelacji R)



Rysunek 3. Optymalne okresy temperatury powietrza (1779-1979) i opadu atmosferycznego (1813-1980) w roku w Warszawie (maksima współczynnika korelacji R)



Rysunek 4. Trendy wiekowe temperatury powietrza (a) i opadu atmosferycznego (b) w sezonie zimowym w Warszawie do roku 2100

7.6 Synchroniczne wahania temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w XIX-XX wieku

Autor: Mariusz TOMASZEWSKI

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest określenie tendencji zmian klimatycznych w Polsce na podstawie długich serii pomiarów temperatury powietrza (Warszawa, Kraków, Wrocław) i opadów atmosferycznych (Warszawa, Kraków). Jest nim też określenie zależności opadów atmosferycznych od temperatury powietrza (tab.1-5, rys.1-7).

W latach 1851-1997 średnia roczna temperatura powietrza w Warszawie i Krakowie ma tendencję rosnącą, wynoszącą $0,8^{\circ}\text{C}/100$ lat. W ciągu tego okresu średnia roczna temperatura powietrza wzrosła o $1,17^{\circ}\text{C}$. Natomiast we Wrocławiu w tym samym okresie, nie stwierdzono zmiany temperatury powietrza.

Lata 1957-1997 charakteryzują się dużą tendencją wzrostową w porównaniu z wcześniejszymi latami. W Warszawie tendencja wynosi $0,02^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ ($0,9^{\circ}\text{C}$), a we Wrocławiu – $0,01^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ ($0,46^{\circ}\text{C}$). Tylko w Krakowie w tym samym przedziale czasu nastąpił spadek średniej rocznej temperatury o $0,3^{\circ}\text{C}$.

Roczne sumy opadów atmosferycznych w Krakowie maleją bez względu na przedziały czasowe jakie zostały wydzielone z wyjątkiem lat 1876-1905, kiedy opady wzrosły o $2,7$ mm w skali roku. Największy spadek rocznych opadów atmosferycznych odnotowano w latach 1966-1997 (-7 mm/rok). Natomiast w Warszawie zmiany sum opadów atmosferycznych są zróżnicowane w zależności od przedziału czasowego. Największy spadek stwierdzono w latach 1966-1997 ($-6,8$ mm/rok), a największy wzrost odnotowano w latach 1816-1875 ($0,17$ mm/rok).

Temperatura powietrza i opady atmosferyczne są na ogół ze sobą skorelowane. Tendencja wzrostowa temperatury powietrza w Warszawie, Krakowie i we Wrocławiu świadczy o tym, że klimat w Polsce ociepla się ze względu na zmianę cyrkulacji atmosferycznej. Natomiast opady atmosferyczne charakteryzują się tendencją spadkową.

Spadek opadów atmosferycznych w zależności od temperatury powietrza występuje we wszystkich porach roku w każdym przedziale czasu. Występują również wzrosty opadów atmosferycznych w zależności od temperatury powietrza, niemniej jednak są to pojedyncze przypadki.

Największy spadek opadów atmosferycznych w zależności od temperatury powietrza wystąpił latem w Krakowie w latach 1901 - 1950 ($-46,3\text{mm}/^{\circ}\text{C}$) o dużym współczynniku korelacji $r=-0,44$, a najmniejszy spadek opadów atmosferycznych względem temperatury powietrza wystąpił zimą w Warszawie w latach 1901-1997 ($-0,3\text{mm}/^{\circ}\text{C}$). Natomiast największy wzrost wystąpił w ciągu całego roku w Warszawie w latach 1851-1900 ($17,1$ mm/ $^{\circ}\text{C}$), a najmniejszy wzrost zanotowano w Warszawie i Krakowie w latach 1876-1997 ($0,4\text{mm}/^{\circ}\text{C}$). Trzeba wspomnieć, że przy wzroście opadów atmosferycznych występuje mała zależność od temperatury powietrza ($r = 0,03$).

Na podstawie wykonanych obliczeń, można stwierdzić, że klimat Polski staje się coraz cieplejszy i suchszy.

Nie można wykluczyć, że widoczne w seriach obserwacyjnych trendy rosnące temperatury powietrza są wynikiem lokalnego oddziaływania efektu miejskiego, w zasięgu którego znajduje się większość stacji meteorologicznych.

Współczesny klimat Polski odznacza się zwiększoną chwiejnością, np. rekordowo upalny lipiec 1994 r. (średnia temperatura w Warszawie osiągnęła $22,3^{\circ}\text{C}$, najwyższa wartość w XX wieku). W 1990 roku zanotowano „rekordową” temperaturę powie-

trza w lutym (w Warszawie 5,1°C). W całej Europie środkowej i południowo-wschodniej wystąpiły suchy i ciepły sezon wiosenno-letni 1993. Średnia roczna temperatura 9,8°C w 1989 r. w Warszawie – to maksimum absolutne całej serii obserwacyjnej (1779-1997).

Klimat Polski jest szczególnie wrażliwy na zmiany cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem Europy, a także w skali planetarnej. Ocieplenie w ostatnich latach zbiega się z największym od końca XIX wieku nasileniem cyrkulacji strefowej na półkuli północnej.

Tendencje zmian temperatury powietrza w XIX i XX wieku

W pracy określono zmiany sezonowe i roczne średniej temperatury powietrza w różnych przedziałach czasowych. Porównano też przebiegi czasowe w tych trzech miastach: Warszawa, Kraków i Wrocław.

W tym celu wyznaczono tendencje temperatury powietrza w poszczególnych pięćdziesięcioleciach, stuleciach, a także w całym przedziale czasu od kiedy rozpoczęto badania instrumentalne dla danego miasta (tab. 1, 2 i 3).

W Warszawie tendencje zmian temperatury powietrza są dodatnie. Tylko w pięciu przypadkach odnotowano tendencje ujemne i dotyczy wyłącznie sezonów. Tendencje średnich rocznych wartości są zawsze rosnące.

W Krakowie tendencja jest wzrostowa, wyjątkiem są ostatnie lata (1951-1997), gdzie tendencja średniej rocznej temperatury powietrza jest ujemna oraz średnich wszystkich pór roku z wyjątkiem wiosny.

We Wrocławiu nie stwierdzono zmian znaku tendencji rocznych wartości (1851-1997). Taka sama sytuacja występuje jesienią.

Lata we Wrocławiu i w Warszawie stają się chłodniejsze, a zimy cieplejsze. W Krakowie - lata i zimy są coraz cieplejsze. Natomiast wiosna i jesień we wszystkich wymienionych miastach są coraz cieplejsze. W latach 1901-1950 zimą nastąpił spadek temperatury w trzech miastach. Spadek średniej temperatury odnotowano jesienią w latach 1951-1997.

Po porównaniu tendencji średniej temperatury z lat 1898-1997 w Warszawie i w Krakowie można stwierdzić, że wszystkie pory roku cechowały się tendencją wzrostową. Natomiast we Wrocławiu tendencja miała charakter spadkowy.

Analizując poszczególne przedziały czasowe można stwierdzić zgodność przebiegów temperatury powietrza bądź rozbieżność. Problem polega na doborze odpowiednich przedziałów czasowych jakie chcemy badać.

Tabela 1. Tendencje sezonowych i rocznych średnich wartości temperatury powietrza w różnych przedziałach czasu w Warszawie

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1801-1850	-0,001	0,004	-0,002	0,00	0,004
1851-1900	0,02	0,03	-0,02	0,02	0,01
1901-1950	-0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
1951-1997	0,03	0,03	0,00	-0,01	0,02
1798-1897	0,013	0,005	0,00	0,002	0,006
1898-1997	0,003	0,008	0,011	0,006	0,008
1780-1997	0,01	0,008	-0,001	0,004	0,005
1826-1997	0,01	0,01	0,002	0,01	0,008
1851-1997	0,01	0,01	0,002	0,01	0,008

Tabela 2. Tendencje sezonowych i rocznych średnich temperatur powietrza w różnych przedziałach czasu Krakowie

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1851-1900	0,005	0,02	-0,004	0,01	0,008
1901-1950	-0,02	0,02	0,02	0,003	0,015
1951-1997	-0,01	0,009	-0,02	-0,03	-0,007
1898-1997	0,00	0,005	0,006	0,006	0,006
1826-1997	0,02	0,009	0,003	0,006	0,008
1851-1997	0,01	0,009	0,003	0,007	0,008
	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1851-1900	0,005	0,02	-0,004	0,01	0,008
1901-1950	-0,02	0,02	0,02	0,003	0,015
1951-1997	-0,01	0,009	-0,02	-0,03	-0,007
1898-1997	0,00	0,005	0,006	0,006	0,006

Tabela 3. Tendencje sezonowych i rocznych średnich temperatur powietrza w różnych przedziałach czasu we Wrocławiu

	Zima	Wiosna	Lato	Jesień	Rok
1851-1900	0,007	0,03	-0,002	0,01	0,01
1901-1951	-0,04	0,002	0,005	0,015	-0,004
1951-1997	0,03	0,03	0,006	-0,006	0,01
1898-1997	-0,009	-0,005	-0,006	-0,004	-0,006
1851-1997	0,003	0,004	-0,005	0,00	0,00

Tabela 4. Średnie i ekstremalne sumy opadów atmosferycznych w miesiącach, sezonach, półroczach i roku w Warszawie (1813-1994)

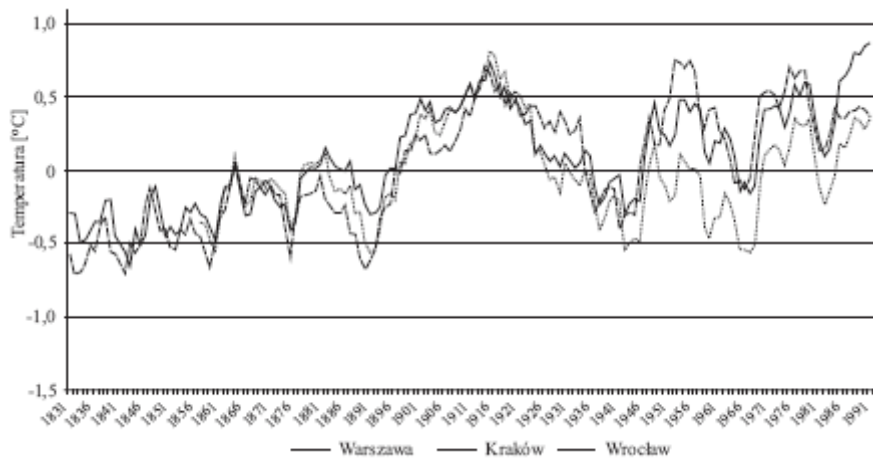
Miesiąc	Średnia	Max.	Rok	Stosunek do śr.	Mmin.	Rok	Stosunek do śr.	Odchyl. Stan-
Styczeń	31	77	1915	248	1	1963	3	16
Luty	28	103	1832	368	1	1889	4	17
Marzec	32	100	1855	312	2	1825	6	18
Kwiecień	38	118	1833	310	4	1840	10	20
Maj	53	194	1962	366	12	1918	23	26
Czerwiec	66	164	1853	248	8	1866/	12	31
Lipiec	78	229	1844	293	3	1921	4	42
Sierpień	72	188	1977	261	2	1842	3	39
Wrzesień	46	144	1813	313	1	1827/	2	25
Październik	41	203	1850	495	0	1943	0	30
Listopad	40	179	1850	447	0	1814	0	23
Grudzień	37	150	1833	405	3	1822/	8	21
Zima	96	241	1833	251	25	1831	26	36
Wiosna	123	295	1962	240	58	1964	47	41
Lato	216	473	1833	219	84	1921	39	67
Jesień	127	454	1850	357	43	1862	34	52
P. zimowe	223	556	1850	249	112	1951	50	
P. letnie	339	708	1833	209	163	1904	48	
Rok	562	1184	1833	211	372	1822	66	114

Tabela 5. Średnie i ekstremalne sumy opadów atmosferycznych w miesiącach, sezonach, półroczach i roku w Krakowie (1876 - 1997)

Miesiąc	Średnia	Max. mm	Rok	Stosunek	Min.	Rok	Stosunek	Odchylenie
Styczeń	33	84	1976	254	4	1894	12	17
Luty	33	101	1977	306	2	1976	6	19
Marzec	41	157	1985	383	0	1904	0	26
Kwiecień	52	191	1989	367	7	1934	13	30
Maj	74	285	1997	385	10	1946	13	46
Czerwiec	89	230	1925	258	10	1930	11	42
Lipiec	95	313	1903	329	20	1887/1911	21	51
Sierpień	82	206	1882	251	16	1990	19	40
Wrzesień	57	175	1881	307	8	1986	14	33
Październik	50	137	1936	274	0	1951	0	31
Listopad	41	165	1923	402	2	1902	5	22
Grudzień	33	83	1955	251	4	1882/1973	12	15
Zima	99	197	1994	199	46	1882	46	30
Wiosna	167	441	1997	264	48	1918	29	66
Lato	266	537	1903	202	97	1993	36	86
Jesień	148	311	1923	210	45	1920	30	54
P. zimowe	247	451	1952	182	133	1984	54	
P. letnie	433	669	1908	154	225	1911	52	
Rok	680	999	1912	147	469	1932	69	106



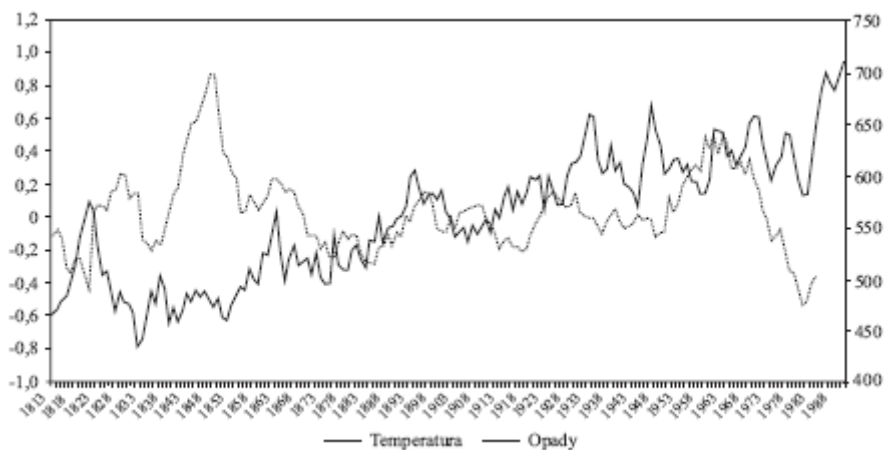
Rys. 1. Średnie 11-letnie konsekutywne zmiany temperatury powietrza – rok



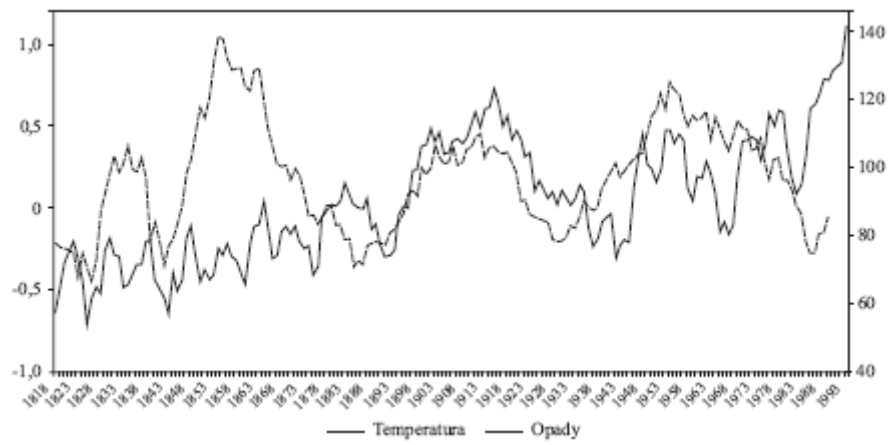
Rys. 2. Średnie 11-letnie konsekutywne zmiany temperatury powietrza – zima



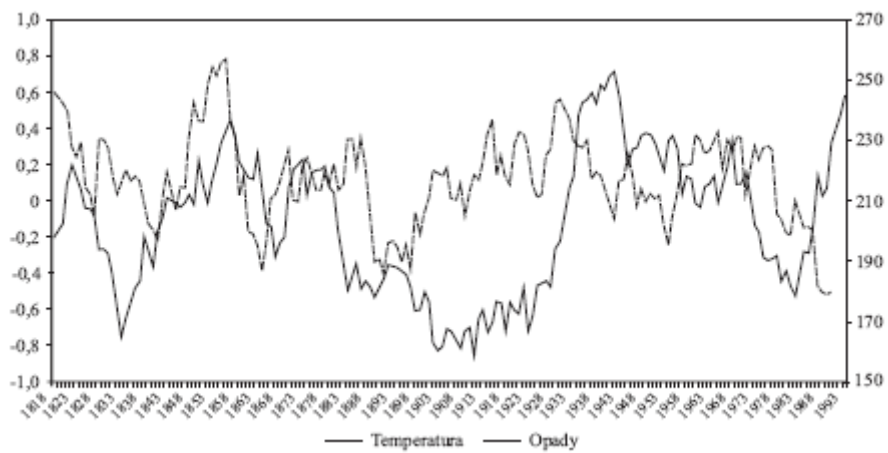
Rys. 3. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza – lato



Rys. 4. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie – rok



Rys. 5. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie – zima



Rys. 6. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Warszawie – lato



Rys. 7. Średnie 11-letnie konsekwentne zmiany temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych w Krakowie – rok

7.7. Zmiany wiekowe temperatury powietrza w Polsce w zależności od erupcji wulkanicznych i aktywności Słońca

Autor: Robert DUMA

Opiekun naukowy: Jerzy BORYCZKA

Celem pracy jest określenie prawidłowości w wiekowym przebiegu temperatury powietrza w powiązaniu z erupcjami wulkanów i aktywnością Słońca.

Jedną z metod jest obliczenie średnich wartości temperatury powietrza z trzech lat przed wybuchem i średnich z trzech lat po erupcji wulkanu. Wyniki badań wskazują, że nie można interpretować obserwowanych spadków średnich wartości temperatury, tylko wzrostem zapylenia atmosfery po erupcjach wulkanów. Lepsze wyniki dało wyznaczenie wartości samych spadków temperatury powietrza.

Wskaźnik *DVI* zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze

Według H. H. Lamba (1970) dane uzyskane podczas obserwacji erupcji wulkanicznych pozwalają na oszacowanie wielkości warstwy pyłowej w stratosferze trzema sposobami. H. H. Lamb ustalił odpowiednie wzory służące obliczeniu wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych (*DVI*), w których współczynniki zostały dostosowane do wartości $DVI=1000$ dla erupcji Krakatau w 1883 roku. Szacunek jest najdokładniejszy, jeżeli zastosuje się maksymalną liczbę poniższych wzorów dla danej erupcji, przy czym przyjmuje się zaokrąglone wartości średnich arytmetycznych jako wskaźnik rzędu wielkości:

$$DVI = 0,97 R \cdot E_{\max} \cdot t$$

$$DVI = 52,5 T \cdot E_{\max} \cdot t$$

$$DVI = 4,4 \cdot Q \cdot E_{\max} \cdot t$$

gdzie: R - najwyższy procentowy spadek wartości bezpośredniego promieniowania słonecznego uśrednionego w skali miesięcznej dla średnich szerokości geograficznych na półkuli, naktórej wystąpiła erupcja.

T - oszacowany spadek średniej temperatury w roku następującym po roku erupcji dla szerokości umiarkowanych danej półkuli.

q - oszacowana objętość (wyrażona w kilometrach sześciennych) materiału stałego rozproszonego w postaci pyłu w atmosferze.

E_{\max} - maksymalna wartość współczynnika okrycia Ziemi warstwą pyłu (przyjmując wartość 1 dla erupcji pomiędzy 20°N i 20°S , 0,7 - dla szerokości pomiędzy 20 i 35° , 0,5 - dla szerokości $35-42^{\circ}$, 0,3 - dla szerokości wyższych od 42°)

t - łączny czas, wyrażony w miesiącach, jaki upłynął od momentu erupcji do ostatnich

obserwowanych efektów w szerokościach umiarkowanych (zanik zjawisk optycznych i powrót temperatury oraz promieniowania do poprzedniego poziomu).

H. H. Lamb stwierdził, że wprowadzanie bardziej złożonych równań jest niecelowe, ze względu na niedokładność danych odnoszących się do większości erupcji, jakie zdarzyły się w przeszłości.

Inną miarą charakteryzującą siłę wybuchu wulkanów jest wskaźnik VEI (volcanic explosivity index) ustalony przez amerykański Instytut Smitha, porównywalny ze skalą trzęsień Ziemi. Wybuch wulkanu Tambora w Indonezji w kwietniu 1815 roku, charakteryzuje się największą wartością wskaźnika VEI = 7. Chmura pyłów osiągnęła wysokość 60-70 km, sięgając mezosfery.

Wybuchy wulkanów o sile VEI = 3 zdarzają się średnio kilka razy w roku i sięgają stratosfery. Jeśli natomiast siła przekracza VEI = 4 wulkany dostarczają do stratosfery aerozole siarczanowe. W wyniku takich erupcji występuje ocieplenie stratosfery oraz jednocześnie ochłodzenie warstwy przyziemnej.

Aktywność Słońca

Cykl plam słonecznych trwa (od minimum do minimum) około 11 lat. Podczas maksimum plamy obejmują obszar jednej tysięcznej części powierzchni Słońca w szerokościach: -15° , $+15^{\circ}$

Liczbę grup i pojedynczych plam opisują liczby Wolfa

$$W = k(10g + l)$$

gdzie: g - jest liczbą grup plam słonecznych, l - liczbą pojedynczych plam, k - współczynnikiem korygującym różne serie obserwacji. W plamach występują silne pola magnetyczne, mające wpływ na jonosferę Ziemi, powodujące burze magnetyczne na Ziemi i zorze polarne.

Na klimat mają większy wpływ zmiany promieniowania krótkofalowego Słońca (w cyklu plam) niż zmienność stałej słonecznej, wynikająca z chłodniejszych plam od otoczenia fotosfery. Przyczyny powstawania plam słonecznych i cykliczności nie są do tej pory dobrze wyjaśnione (Boryczka J., Stopa-Boryczka i inni, 1997).

Zmiany temperatury powietrza po większych erupcjach wulkanicznych i zależność od aktywności Słońca

Podczas wzmożonej aktywności wulkanicznej (ponad 1000 DVI), zauważono, że pył wulkaniczny zawarty w atmosferze wpływa na średnią roczną temperaturę powietrza w Warszawie, Krakowie, Wrocławiu, a także w Anglii środkowej (patrz tab. 9 i 10). Długie serie pomiarowe w Polsce (Warszawa 1780 - 1990, Kraków (1827 - 1990, Wrocław

1852 -1980) oraz w Anglii środkowej (1659 - 1973) pozwoliły na wyznaczenie czterech okresów (w Polsce) oraz siedmiu (w Anglii środkowej), w których wystąpiło ochłodzenie po erupcjach wulkanicznych. Największy spadek temperatury powietrza wystąpił w Polsce, w Krakowie, w drugiej połowie lat 30-tych XIX wieku - o 3,6° C (tab.1-5, rys.1-3).

Tabela.1.Zmiany temperatury powietrza w Warszawie i Anglii środkowej po większych erupcjach wulkanicznych

	R	D	Anglia			Warszawa		
			Lato	Zima	Śr. roczna	Lato	Zima	Sr. roczna
Krakatau, Tongkoga	1680	1400	-0,8	1,2	0,1			
Tambora	1752	1000	-0,1	-1,3	-0,4			
Hekla, Mayon	1766	2500	-0,2	0,4	0,1			
Pacaya	1775	1000	-0,5	-0,6	-0,1			
Wulkany Islandii, Asma	1783	1000	-1	-1,2	-0,9	-1,7	-1,2	-1,5
Cotopaxi	1803	1100	-0,1	0,8	-0,1	-0,2	2,4	0,6
Tambora	1815	3000	0,6	1,0	0,7	-0,7	2,4	0,6
Coseguina	1835	4000	-0,1	-2,0	-1,3	-0,3	-2,6	-0,3
Armagora	1846	1000	0,6	0,2	0,5	-0,1	-1,7	-0,1
Ghaie	1878	1250	-0,9	-2,5	-1,0	-1,1	-0,1	0,0
Krakatau	1883	1000	0,5	0,8	-0,1	-0,2	1,7	0,2
Mt.Pelee, Soufriere, St.Maria	1902	1000	-1,2	0,0	-0,4	-0,4	-0,1	-0,2

Największy spadek temperatury powietrza (o 2,6°C) wystąpił w Warszawie, w zimie, po erupcji wulkanu Coseguina w 1835 roku. Ochłodzenie to można przypisać zmniejszeniu promieniowania całkowitego przez pyły wulkaniczne. Natomiast największy spadek temperatury powietrza w Anglii środkowej (o 2,5°C), wystąpił także w zimie, po erupcji wulkanu Ghaie w 1878 roku.

Tendencje wiekowe temperatury powietrza w Polsce (patrz tab. 7) w porze letniej są w niektórych miastach dodatnie (Warszawa - o 0,13°C/100 lat, Kraków - o 0,32°C/100 lat) a w niektórych ujemne (Wrocław - o 0,70°C/100 lat). Temperatura powietrza wykazuje większe zmiany w porze zimowej (XII - II). Zimy są cieplejsze w Warszawie o 1,03°C/100 lat i w Krakowie o 1,38°C/100 lat, a we Wrocławiu nie ulegają większym wiekowym zmianom.

Kolejnym etapem pracy było wyznaczenie cykli temperatury powietrza (metodą J. Boryczki, 1984) i porównanie dat ekstremów wykrytych cykli. Stwierdzono trzy cykle temperatury powietrza: 11-letni, 100-letni oraz 200-letni.

Wykazano synchroniczność niektórych okresów zmian klimatu (w Warszawie i Anglii środkowej), aktywności Słońca i erupcji wulkanicznych.

W cyklu 11-letnim (najsilniejszym) synchroniczność cykli temperatury powietrza i aktywności Słońca jest większa w Warszawie niż w Anglii środkowej (patrz tab. 11). O synchroniczności cyklu 11-letniego temperatury powietrza w Warszawie, aktywności Słońca i wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze (DVI) świadczy porównanie ekstremów sinusoidalnych zmian (tab.2)

Tabela.2. Zgodność dat maksimum temperatury powietrza w Warszawie, i aktywności Słońca i minimum wskaźnika DVI:

Temperatura	Liczby	Wskaźnik
1904	1905	1902
1915	1916	1914
1926	1927	1925
1937	1938	1936
1948	1949	1948
1960	1960	1959
1971	1971	1971
1982	1982	
1993	1993	

Maksimum temperatury powietrza i aktywności Słońca w XX wieku prawie się pokrywają z datami minimum wskaźnika DVI. W przypadku 100-letnich cykli rozbieżność jest większa. Jednak największa asynchroniczność występuje w przypadku cykli 200-letnich. W badaniu cykli temperatury powietrza i wskaźnika *DVI* wykazano, że największą zgodnością fazową charakteryzuje się cykl 11-letni w Anglii środkowej. W porównaniu dat ekstremów cyklu 100-letniego różnice są dość duże. W przypadku cyklu 200-letniego różnice, szczególnie w przypadku Anglii środkowej, są stosunkowo niewielkie.

W pracy wykazano zależność zmian (spadków) temperatury powietrza w Polsce od wzrostu zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze. Wyniki badań stanowią dobrą podstawę do rozwijania zagadnień związanych z długookresową zmiennością elementów klimatologicznych i ich przyczyn na Ziemi. Przeprowadzone badania są częściową odpowiedzią na pytania dotyczące roli pyłów wulkanicznych w zmianach wiekowych klimatu w Polsce.

Tabela 3. Zmiany sezonowe i roczne temperatury powietrza w Warszawie po wybuchach wulkanicznych

Rok (DVI)	Lato	Zima	Śr. roczna
1783(1000)	-1,7	-1,2	-1,5
1799(600)	-1,4	-2,9	-0,2
1803(1100)	-0,2	2,4	0,6
1812 (600)	-1,2	-1,6	-0,9
1815(3000)	-0,7	2,4	0,6
1822 (500)	0,9	1,2	0,6
1831 (500)	-0,4	4,2	0,9
1835(4000)	-0,3	-2,6	-0,3
1846(1000)	-0,1	-1,7	-0,1
1856(700)	0,7	0,7	0,9
1861 (800)	-1,5	-0,2	-0,1
1878(1250)	-1,1	-0,1	0,0

O wpływie aktywności Słońca i pyłów wulkanicznych na klimat w Polsce, świadczy rozległe maksimum (około 1830 roku) wskaźnika *DVI* w cyklu 200-letnim i głębokie minimum aktywności Słońca (około 1815 roku) w cyklu 100-letnim. Przypadają one w

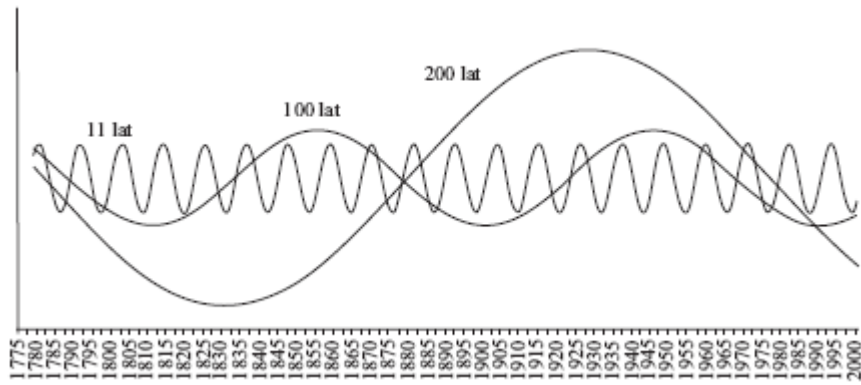
pobliżu minimów temperatury powietrza w Warszawie w cyklach 100- i 200-letnich - około 1815 i około 1830 (odpowiednio). Wyniki badań świadczą o znaczącym wpływie zapylenia atmosfery w wyniku wzmożonej aktywności wulkanicznej na klimat -jego ochłodzenie na początku XIX wieku.

Tabela 4. Zmiany sezonowe i roczne temperatury powietrza w Krakowie po wybuchach wulkanicznych

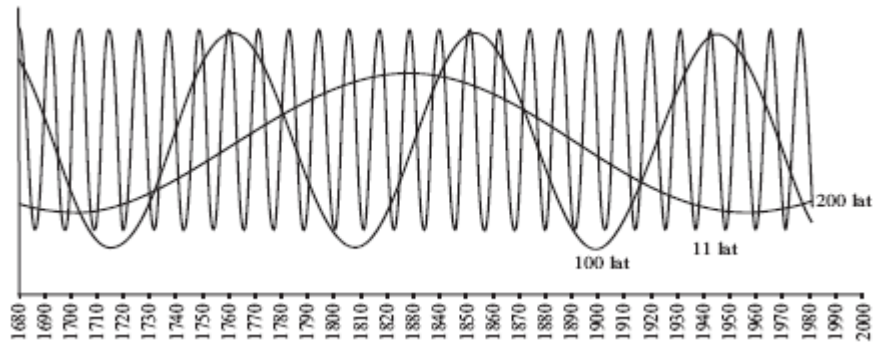
Rok (DVI)	Lato	Zima	Śr. roczna
1831 (500)	0,2	4,6	1,3
1835(4000)	-1,7	-2,7	-1,2
1846(1000)	0,8	-2	0
1856(700)	-0,3	-0,8	0,2
1861 (800)	-0,8	-0,1	0,2
1878(1250)	-0,9	-0,4	0,1
1883(1000)	-0,4	1,2	0,1
1902(1000)	0,1	-0,8	-0,2
1963(800)	0,5	-1,4	-0,3

Tabela 5. Daty ekstremów (maksimów i minimów) cyklu 11-letniego temperatury powietrza w Warszawie i Anglii środkowej oraz wskaźnika DVI

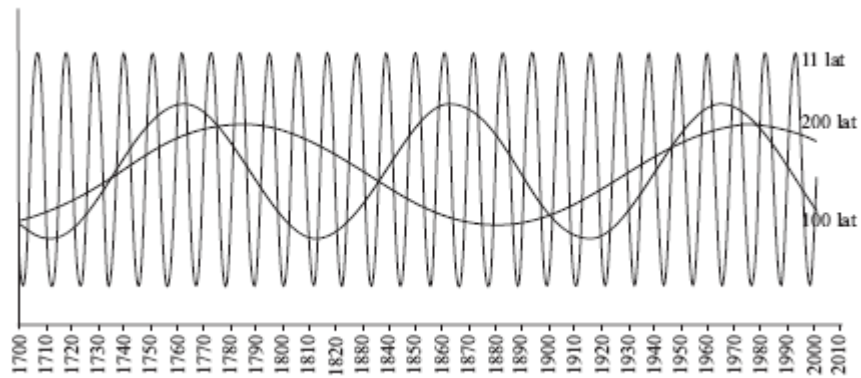
Temperatura powietrza		DVI
Anglia	Warszawa	
1690		1685
1701		1697
1712		1708
1724		1720
1735		1731
1746		1742
1757		1754
1768		1765
1779	1780	1777
1701	1791	1788
1802	1803	1800
1813	1814	1811
1824	1825	1822
1835	1836	1834
1847	1847	1845
1858	1858	1857
1869	1870	1868
1880	1861	1879
1891	1892	1891
1902	1904	1902
1914	1915	1914
1925	1826	1925
1936	1937	1936
1947	1948	1948
1958	1960	1959
	1971	1971
	1982	
	1993	



Rys. 1. Cykle temperatury powietrza (11-, 100-, 200-letnie w Warszawie 1779-2000)



Rys. 2. Cykle aktywności wulkanicznej (11-, 100-, 200-letnie) 1680-1980



Rys.3. Cykle aktywności Słońca (11-, 100-, 200-letnie) 1700-2001

Rekonstrukcje temperatury powietrza na Ziemi według redukcji lodowców, szerokości pierścieni drzew i pomiarów instrumentalnych wskazują w ostatnim tysiącleciu trzy główne przedziały czasu: "optimum średniowieczne" - 800-1200, "mała epoka lodowa" - 1400-1900 i współczesne ocieplenie - od 1900 roku.

W ostatnich 400 latach wystąpiły trzy główne ochłodzenia klimatu Europy o najmniejszej średniej globalnej temperaturze powietrza na półkuli północnej w pobliżu dat: 1600,1700,1830. Najbardziej znane (z pomiarów instrumentalnych) jest to ostatnie, największe ochłodzenie w Europie i Polsce.

Celem pracy jest zaprezentowanie problematyki paleoklimatu oraz prognozę zmian klimatu Warszawy do końca XXI wieku z odniesieniami do terytorium Polski i globu.

2. CYKLICZNE ZMIANY KLIMATU WARSZAWY OD XVIII DO XX WIEKU

Dotychczasowe badania długich ciągów pomiarów wykazały, że w Warszawie, podobnie jak w innych miastach Polski (Kraków 1826-1990, Wrocław 1851-1990), czy też europejskich (Praga 1771-1980, Genewa 1768-1980, Zurych 1864-1980, Poczdam 1893-1992), 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 (miesięcznych i sezonowych wartości) i synchroniczność wahań (zbliżone daty ekstremów), głównie 8,10-13 i 180-letniego, wskazują, że cykliczność jest cechą temperatury powietrza w Polsce i Europie.

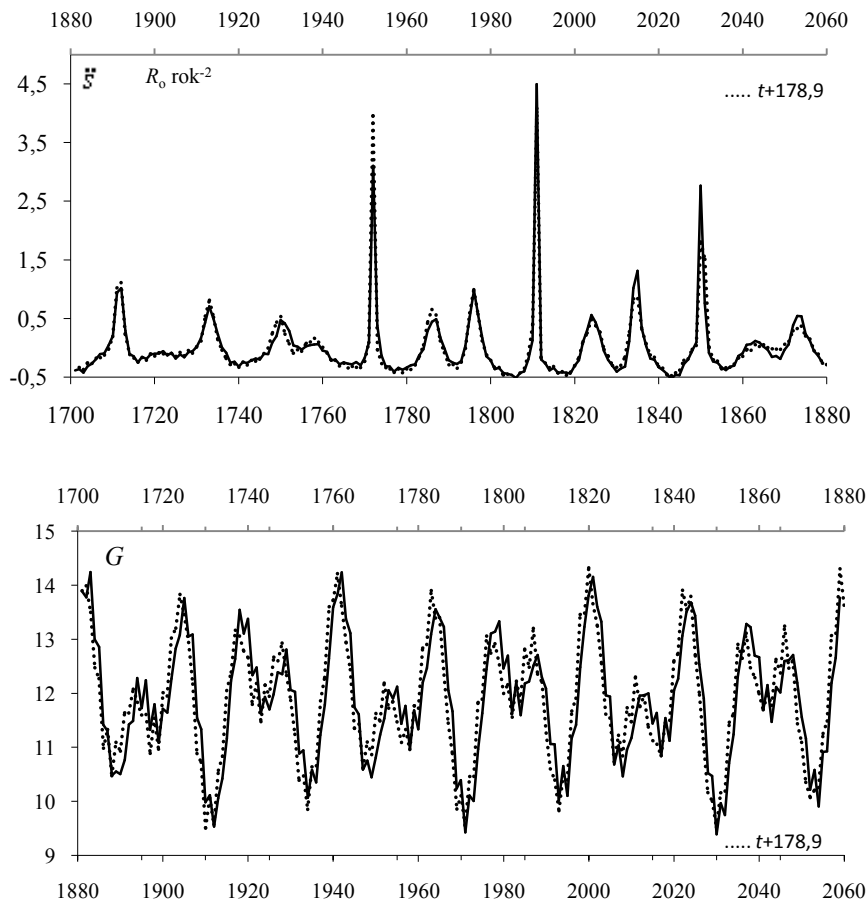
Okazało się, że ochłodzenia i ocieplenia klimatu w ostatnich stuleciach są efektem nakładania się długich i krótkich cykli temperatury powietrza, skorelowanych z okresowymi zmianami aktywności Słońca (stałej słonecznej), zależnymi od parametrów Układu Słonecznego.

W rekonstrukcji i prognozach ochłodzeń i ociepleń klimatu, fundamentalne znaczenie ma wykrycie prawdziwych (realnych) okresów zmiennych klimatologicznych (skutków) i zmiennych astronomicznych (domniemyanych przyczyn). Identyfikacja przyczyn polega na sprawdzeniu, czy "cykliczność przyczyn i skutków jest taka sama".

Na podstawie opracowanej przez autora metody „sinusoid regresji” (Boryczka 1998) wyznaczono prawie dwuwiekowy okres (0) w ciągach czasowych temperatury (*AT*) w Europie i w Polsce:

Miejscowość	Zima		Lato		Rok	
	<i>e</i>	<i>AT</i>	<i>e</i>	<i>AT</i>	<i>e</i>	<i>AT</i>
Warszawa (1779-1990)	218,3	1,8	208,2	0,3	223,9	1,1
Genewa (1768-1980)	216,6	1,0	147,4	0,7	166,3	0,7
Anglia środkowa (1659-1973)	170,2	0,6	220,8	0,4	175,6	0,4

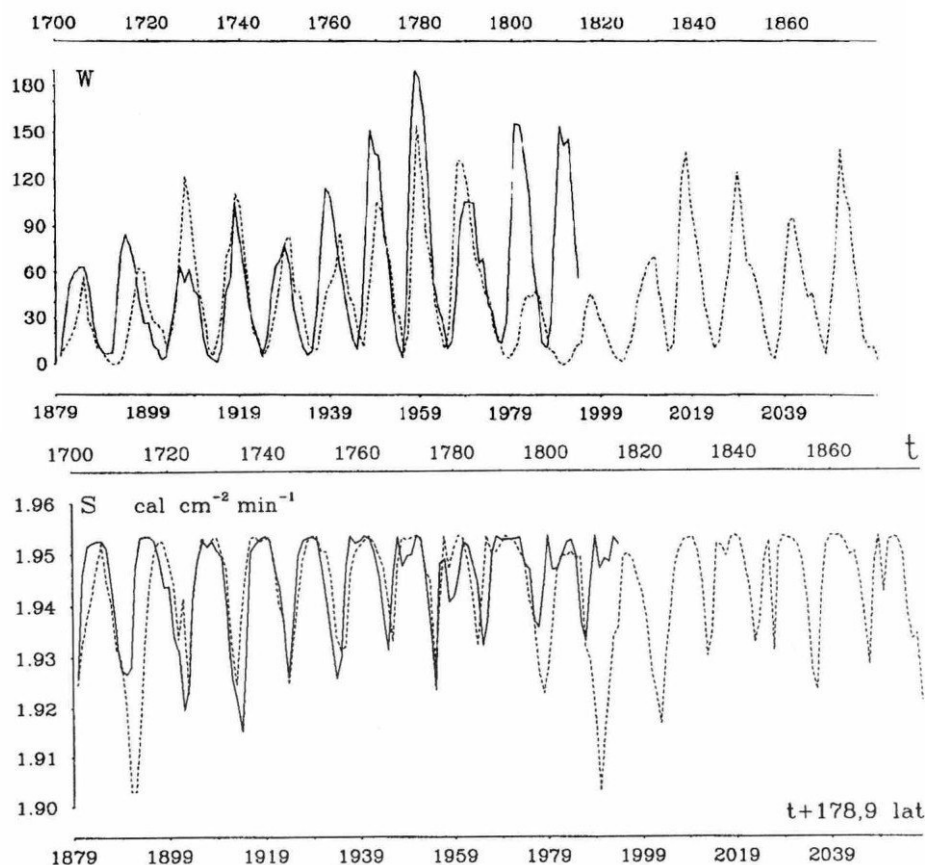
AT – różnica między maksimum i minimum temperatury w cyklu



Ryc. 2. Przyspieszenie Słońca (składowa radialna - R_o /rok) i wypadkowa siła grawitacji planet (G) w latach 1700-1879 (linia przerywana) i 1879-2001 (linia ciągła) - po 178,9 latach
 Acceleration of the Sun (radial component - R_o /year) and the resultant force of gravitational pull of the planets (G) in the years 1700-1879 (broken line), and 1879-2001 (solid line), i.e. after 178,9 years

Kluczowe znaczenie w identyfikacji przyczyn ochłódzeń i ociepleń klimatu ma planetarny 178,9-letni okres zmian parametrów Układu Słonecznego (liczb Wolfa) i stałej słonecznej. Na przykład wykresy zmian: przyspieszenia Słońca względem środka masy US i wypadkowej siły grawitacji planet (ryc. 2) oraz liczb Wolfa i stałej słonecznej (ryc. 3) z lat 1700-1879 i 1879-1993 (po upływie 178,9 lat) prawie się pokrywają.

Analogiczna cykliczność występuje w ciągach czasowych: aktywności Słońca (liczb Wolfa), erupcji wulkanów (DVI , $\Delta VI = DVI/\Delta t$, Δt - odstęp między erupcjami) i parametrów Układu Słonecznego (siła pływowa na Słońcu G , dyspersja masy w Układzie Słonecznym B):



Ryc. 3. Liczby Wolfa (W) i stała słoneczna (wg wzoru empirycznego Kondratieva i Nikolskiego, 1970) w latach 1700-1879 (linia przerywana) i 1879-1993 (linia ciągła) - po upływie okresu planetarnego 178,9 lat Wolf numbers (ff) and the solar constant (in $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$) - according to the empirical formula of Kondratiev and Nikolski, 1970) in the years 1700-1879 (broken line), and 1879-2001 (solid line), i.e. after 178,9 years

Aktywność Słońca (1700-2001)	187,7
Stała słoneczna (1700-2001)	187,7
Erupcje wulkanów (1680-1980):	
DVI (Dust Veil Index)	232,0
ΔVI	206,7
Parametry Układu Słonecznego (1700-2000)	
Siły pływowe na Słońcu (ΔG)	170,1
Dyspersja masy (B)	175,1

Dużym zakresem wahań charakteryzują się również około 100-letnie cykle temperatury powietrza w Europie i Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO):

Miejscowość	Zima		Lato		Rok	
	Θ	ΔT	Θ	ΔT	Θ	ΔT
Warszawa (1779-1990)	113,1	0,71	91,2	0,44	104,7	0,21
Praga (1771-1980)	98,5	0,52	76,9	0,75	80,9	0,95
Genewa (1768-1980)	93,4	0,35	76,6	1,02	76,0	0,58
Anglia środkowa (1659-1973)	99,1	0,61	101,9	0,28	102,5	0,51
NAO (1825-1997)	105,1	0,6	83,2	0,5	-	-

Te długie okresy temperatury powietrza skorelowane są z podobnymi cyklami zmiennych astronomicznych i geologicznych:

Zmienne	Okres (lat)
Aktywność Słońca (1700-2001)	102,8
Aktywność Słońca (1749-1993)	100,8
Stała słoneczna (s)	102,8
Erupcje wulkanów (1680-1980):	
DVI (Dust Veil Index)	91,8
$\Delta VI = DVI/\Delta t$	90,5
Δt	118,6
Parametry Układu Słonecznego (1700-2000):	
Siły pływowa na Słońcu (ΔG)	91,4
Dyspersja masy Układu Słonecznego (B)	84,1
Odległość środka masy US od Słońca (s)	101,3

Stwierdza się, że maksima zimowych cykli: temperatury powietrza, Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO), aktywności Słońca i przyspieszenia Słońca przypadają prawie na te same lata.

Temperatura powietrza w Warszawie, w obu półroczach: chłodnym (X-III) i ciepłym (IV-IX) i w roku charakteryzuje się następującą periodycznością o amplitudach (b) temperatury:

X-III	Θ	4,0	13,0	18,0	22,0	67,0	98,0	205,0	lat
	b	0,25	0,30	0,26	0,22	0,30	0,18	0,86	$^{\circ}\text{C}$
IV-IX	Θ	4,0	14,0	18,0	23,0	54,0	83,0	172,0	lat
	b	0,13	0,14	0,18	0,18	0,23	0,29	0,29	$^{\circ}\text{C}$
I-XII	Θ	4,0	13,0	17,0	60,0	.	89,0	194,0	lat
	b	0,16	0,20	0,13	0,13	.	0,20	0,56	$^{\circ}\text{C}$

Najdłuższymi cyklami temperatury powietrza w Warszawie w poszczególnych miesiącach są:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Θ	187,0	177,0	207,0	199,0	162,0	90,0	158,0	147,0	180,0	98,0	100,0	101 lat
b	1,40	0,75	1,05	0,62	0,60	0,53	0,38	0,22	0,24	0,40	0,30	0,36 $^{\circ}\text{C}$

3. CORAZ CIEPLEJSZE ZIMY W EUROPIE I POLSCE

Nie rozwiązany dotąd problemem jest ustalenie naturalnych przyczyn zmian klimatu Ziemi. Nie znany jest też udział czynników naturalnych i antropogenicznych w postępującym globalnym ociepleniu klimatu w ostatnich stuleciach.

Z najdłuższych serii pomiarowych wynika systematyczne ocieplenie się klimatu Ziemi w XVIII-XX wieku. Średnia temperatura powietrza na Ziemi podczas zim w latach 1890-1985 wzrosła: w strefie okołorównikowej o 0,2°C, w strefie polarnej o 5°C. Średnia globalna temperatura, oszacowana na podstawie pomiarów w atmosferze i na powierzchni wód oceanów w latach 1861-1991 wzrosła średnio o 0,5°C.

Należy zauważyć, że to postępujące ocieplenie jest określane na podstawie serii pomiarów temperatury, rozpoczynających się podczas największego ochłodzenia w ciągu ostatnich dwóch wieków, przypadającego na lata 1798-1833.

W Europie i Polsce coraz cieplejsze są przede wszystkim zimy: w Warszawie – o 1°C/100 lat, Krakowie – o 1,4°C, Pradze – o 0,25°C, Genewie – o 0,5°C, Anglii Środkowej – o 0,3°C:

Miejscowość	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
Warszawa (1779-1990)	0,79	0,13	0,66	1,03	0,66
Kraków (1826-1990)	0,99	0,32	0,81	1,38	0,93
Wrocław (1851-1980)	0,37	-0,70	0,05	0,12	-0,04
Praga (1771-1980)	0,00	-0,25	-0,11	0,25	-0,03
Zurych (1864-1980)	-0,15	-0,90	0,38	0,65	0,03
Genewa (1768-1980)	-0,12	-0,19	0,14	0,51	0,08
Poczdami (1893-1992)	0,50	0,92	1,11	0,10	0,66
Anglia środkowa (1659-1973)	0,21	0,01	0,19	0,32	0,18

Inaczej jest w sezonie letnim, coraz chłodniejszym w niektórych miejscowościach: w Pradze o 0,25°C/100 lat, w Genewie o 0,19°C/100 lat. Średnie roczne wartości temperatury we: Wrocławiu, Pradze, Zurychu, Genewie są bliskie zeru.

Wraz ze wzrostem średniej globalnej temperatury powietrza obserwuje się także podnoszenie poziomu oceanów – średnio o 10-25 cm w ostatnim stuleciu.

Poziom Morza Bałtyckiego według stanów wody w Świnoujściu w latach 1811-1990 podnosi się średnio o 4,5 cm/100 lat. Przyrosty poziomu Bałtyku w poszczególnych porach roku pokazuje poniższa tabela:

h	Wiosna	Lato	Jesień	Zima	Rok
cm/100lat	1,4	3,8	16,8	15,7	4,5

Postępujące ocieplenie klimatu Europy jest przede wszystkim efektem interferencji naturalnych cykli temperatury synchronicznych z cyklami zmiennych astronomicznych i geologicznych.

Część tego ocieplenia klimatu w latach 1779-1990 - np. w Warszawie o 0,6°C/ 100lat wynika ze wzrostu aktywności Słońca o 16,9W/100lat (stałej słonecznej).

W kształtowaniu klimatu Ziemi w ostatnich stuleciach dominującą rolę odgrywają eksplozywne erupcje wulkaniczne, wyrzucające duże ilości pyłów i gazów do stratosfery (aerozole siarczanowe). W latach 1600-1980 zawartość pyłów wulkanicznych w atmosferze maleje, natomiast odstęp czasu między kolejnymi erupcjami wulkanów wydłuża się średnio o 2 dni/100 lat.

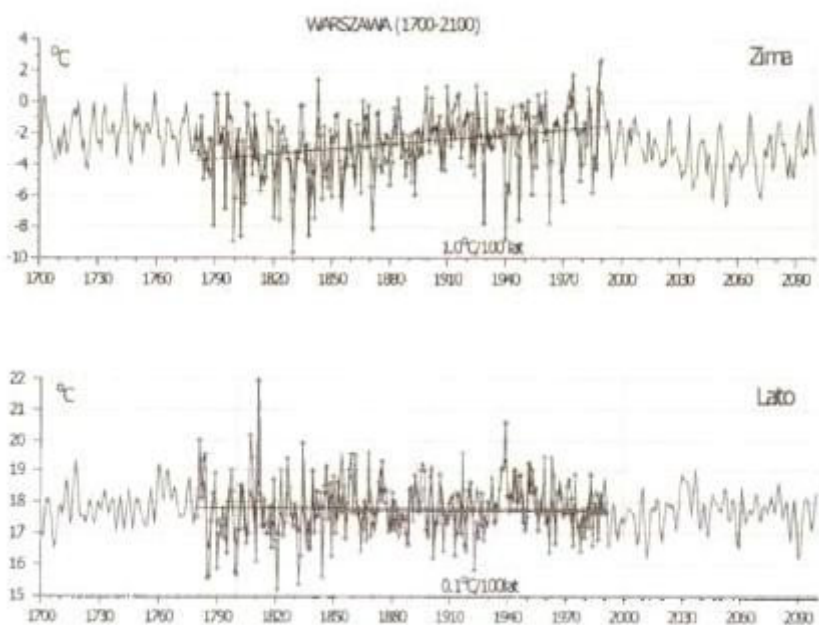
Nie bez znaczenia jest coraz większa koncentracja masy w Układzie Słonecznym względem płaszczyzny ekliptyki (dyspersja masy maleje).

4. PROGNOZA ZMIAN KLIMATU WARSZAWY W XXI WIEKU

W prognozach zmian klimatu przyjęto założenie, że ekstrema wykrytych cykli temperatury powietrza będą się powtarzać nadal, tak jak w XVIII-XX wieku. 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 i zawartości substancji organicznych zdeponowanych w osadach jeziornych.

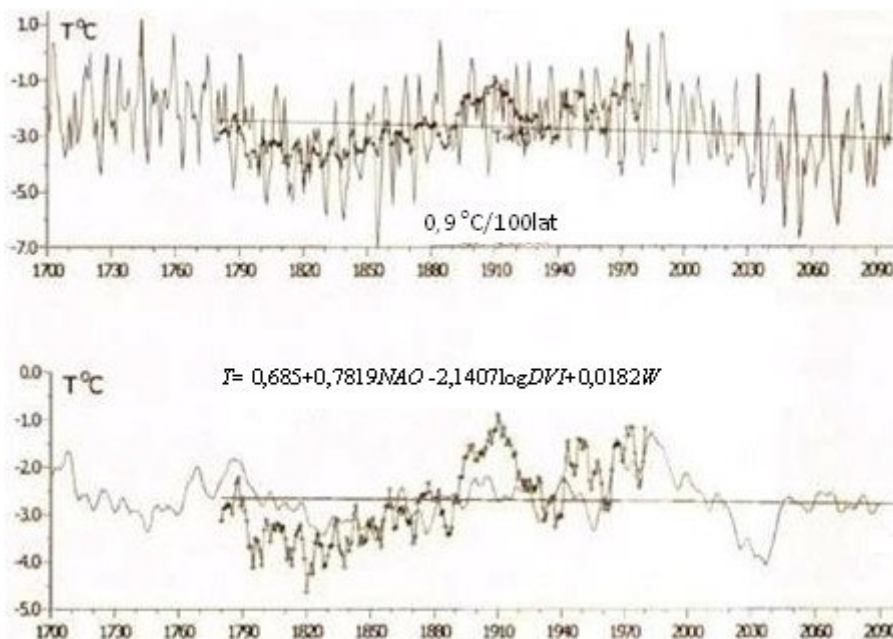
Sprawdziły się dotychczasowe prognozy temperatury powietrza w Warszawie na podstawie danych z lat 1799-1980, to znaczy prognozowane minimum wiekowe średniej rocznej temperatury w roku 1980 (Boryczka, 1984). Według pomiarów ze stacji Warszawa-Okęcie, średnia roczna temperatura 6,6°C w roku 1980, jest najmniejszą wartością w 30-leciu 1966-1996.

Prognozy temperatury powietrza w zimie i w lecie w Warszawie w XXI wieku przedstawiają wykresy trendów czasowych $T=f(t)$ na rycinie 4. Są to wypadkowe z nakładania się (interferencji) cykli temperatury powietrza, wykrytych na podstawie danych z lat 1779-1990. Najmroźniejsze zimy, o średniej temperaturze -7°C wystąpią prawdopodobnie w połowie stulecia - około roku 2050. Według wypadkowej letnich cykli temperatury powietrza chłodne lata wystąpią w pierwszych dwóch dekadach wieku.



Ryc. 4. Zmiany temperatury powietrza w Warszawie w sezonach zimowym i letnim w latach 1700-2100 - według interferencji cykli $T=f(t)$
Changes of air temperature during winter and summer seasons in Warsaw in the years 1700-2100, according to the interference of cycles $T=f(t)$

Nową prognozę temperatury powietrza w zimie w Warszawie w XXI wieku, sporządzoną na podstawie zmian: wskaźnika *NAO* -charakteryzującego intensywność ocieplającego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego, $\log DVI$ -wskaźnika zawartości pyłów wulkanicznych w atmosferze, absorbujących i rozpraszających promieniowanie słoneczne, *W*-aktywności Słońca (liczb Wolfa) ilustruje rycina 5.



Ryc. 5. Porównanie prognoz temperatury powietrza podczas zim w Warszawie: według interferencji cykli $y=f(t)$ (wykres górny), według regresji wielokrotnej $T=f(NAO, \log DVI, W)$ (wykres dolny)

Comparison of the forecast of air temperature during winters in Warsaw: according to in-terference of cycles $T=f(t)$ (upper curve) and according to multiple regression $T=f(NAO, \log DVI, W)$ (lower curve)

5. WNIOSKI

Obserwowane zmiany wiekowe można traktować jako wypadową zmian naturalnych, uwarunkowanych: erupcjami wulkanicznymi (absorpcja promieniowania słonecznego przez aerozole siarczanowe w stratosferze), aktywnością Słońca oraz zmianami antropogenicznymi wynikającymi z wpływu takich czynników, jak stężenie CO_2 (efekt cieplarniany atmosfery) i miejskie wyspy ciepła. Składnik naturalny jest wynikiem nakładania się tych sinusoidalnych cykli. Natomiast składnik antropogeniczny cechuje się stałą tendencją zmian. Tego rodzaju trendy czasowe elementów klimatu umożliwiły rekonstrukcję (od roku 1700) i prognozę (po rok 2100) klimatu Warszawy przez zwykłą eksplorację funkcji i aproksymujących.

Trzeba zauważyć, że krzywa wiekowych zmian temperatury powietrza w Warszawie w XXI stuleciu wskazuje na możliwość naturalnego ochłodzenia klimatu (ryc. 5). Biorąc jednak pod uwagę przyrosty antropogeniczne temperatury, które złagodzą jej naturalne spadki, może ono nie wystąpić w tym stuleciu.

LITERATURA

- Berger A., 1978, *Milankovich theory and climate*, Reviews of Geophysics, 26. Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Akademickie "Dialog", Warszawa, 165 ss.
- Boryczka J., Wicik B., 1994, *RecordHolocene Climatic cycles in Lake Sediments in Central Poland*, Miscellanea Geographica, 6, Wyd. UW, Warszawa.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E. Skrzypczuk J., 2000, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce. Prognoza zmian klimatu Warszawy w XXI wieku*, cz. XIV, Wyd. UW, Warszawa, 209 ss.
- Budyko M. I., 1975, *Klimat i życie*, PWN, Warszawa, *Klimat i życie*, Gidromet. Izdati., Leningrad 1971, (przekład). Johnsen S. J., Dansgaard W., Clausen H. B., Longway C. C., 1970, *Climatic oscillations 1200-2000 A.D.*, Nature, 227, London.
- Kimbal N. N., 1918, *Volcanic eruption and solar radiation intensities*, Mon. Wea. Rev., 46, 8.
- Kondratiev K. J., Nikolski G. A., 1970, *Solar radiation and solar activity*, Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc., 96. Kożuchowski K., Boryczka J., 1997, *Cykliczne wahania i trendy czasowe zmian poziomu morza w Świnoujściu (1811-1990)*, Przegl. Geofiz., XLII, 1.
- Miłankowicz M., 1938, *Matematyckaja klimatologija i astronomyckaja teorija kolebanij klimata*, ONTU, Moskwa. Sawinów C. I., 1913, *Najbolszije wielicziny napraženija solniecznoj radiacii ponabuldieniam w Pawłowske*, s. 1892 g. Iz. AN, ser.6, 8, 12.
- Schonwiese C.D., 1992, *Klima im Wandel: Tatsachen Irrtumer*, Risken Deutsche Verlags Anstalt GmbH, Stuttgart. - 1997, *Klimat i człowiek*, Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Shapley H., 1953, *Climate change*, Harvard University Press, Cambridge. *The atmosphere of the planet Earth*, 1990, WMO, 735

THE VARIABILITY OF CLIMATE OF WARSAW DURING 18th-21st CENTURIES

Summary

The purpose of the report is to present the account on the identification of the deterministic (periodical) components in the variability of the climate of Poland during 18th—20th centuries. Along, the subject of the paper constitutes the identification of the natural causes of the coolings and warmings of the climate in Poland, as well as the forecast of air temperature in Warsaw in the 21st century.

It is assumed in the forecast that the extreme values of the climate of Poland identified in cycles of temperature will be repeated in the same way as it happened in 15th-17th centuries.

Adoption of this assumption is justified by the presence of the analogous cycles in the time series of solar activity (solar constant) and the parameters of the solar system, as well as their synchronicity. The longest periods, of about 100 and 200 years, are repeated many times over in the chronological series of the palaeotemperatures and the organic matter content of the lake deposits.

Key significance in identification of causes of the coolings and warmings of climate is assigned the planetary period of changes in the parameters of the solar system, solar activity (Wolf numbers), and solar constant, of 178.9 years of length.

This almost two centuries long period was identified owing to the method of "regression sinusoids" in the time series of air temperature in Europe and Poland. An analogous cyclicity is observed in the time series of: solar activity (Wolf numbers), volcanic eruptions (DVI, and the parameters of the solar system (the tidal force on the sun, *AG* and the mass dispersion in the solar system, *B*).

For this purpose the method of "regression sinusoids" determination of the true cycles, after J. Boryczka was applied. The method consists in approximation of the measurements (including the incomplete ones), taken in arbitrary intervals of time (t), with the consecutive regression sinusoids.

In Europe and in Poland there are winters which are first of all getting warmer: in Warsaw by $1^{\circ}\text{C}/100$ years, in Cracow by 1.4°C , in Prague - by 0.25°C , in Geneva - by 0.5°C , correspond to the periods we look for.

An important range of fluctuations is also characteristic for the close to 100-year long cycle of air temperature in Europe and the North Atlantic Oscillation (NAO). These long periods of air temperature are correlated with the similar cycles of astronomical and geological variables.

It is not known what proportion of the progressing warming of climate in the 19th-20th centuries is brought about by the natural causes, and what - by the anthropogenic ones.

The progressing warming of climate in Europe (and in Poland) is first of all due to the interference of the natural temperature cycles, synchronous with the cycles of astronomical and geological variables.

On the other hand, a decrease is observed of the volcanic activity on the Earth during the last two centuries (1600-1980), a decreasing tendency of the DVI indicator (by $49/100$ years), and an increasing tendency of the time intervals between consecutive eruptions. The progressing warming of climate, for instance in Warsaw by $0.7^{\circ}\text{C}/100$ years could be caused by the increase of solar activity (solar constant) in the period 1779-1993 amounting to $16.8/100$ years.

The forecasts of the air temperature in winter and in summer in Warsaw in the 21st century are shown on the diagrams of trends $T = T(t)$. They are the resultants of the superposition (interference) of the winter and summer cycles of air temperature, identified on the basis of data from the years 1779-1990. The coldest winters, with the average temperatures of about -7°C , will most probably occur in the middle of the future century, around the year 2050. According to the resultant of the summer cycles of air temperature the cool summers will occur in the first two decades of the coming century.

Adres autora:

*Jerzy Boryczka Zakład Klimatologii
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych LIW
ul. Krakowskie Przedmieście 30 00-927 Warszawa*