

Klimat i bioklimat miast

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 104

Klimat i bioklimat miast



Łódź 2016

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

REDAKCJA NACZELNA WYDAWNICTW ŁTN
Krystyna Czyżewska, Wanda M. Krajewska (redaktor naczelna),
Edward Karasiński, Henryk Piekarski, Jan Szymczak

REDAKTOR

Jacek Forsyś

ZASTĘPCA REDAKTORA

Anita Wolaniuk

REDAKCJA TOMU

Joanna Wibig

Wykaz recenzentów zamieszczony na końcu zeszytu

KOMITET REDAKCYJNY

Andriy Bogucki, Ryszard K. Borówka, Radosław Dobrowolski, Piotr Gębica,
Paweł Jokiel, Olaf Juschus, Vladislav Kuznetsov, Małgorzata Roman,
Ewa Smolska, Juliusz Twardy, Joanna Wibig, Igor I. Zveryaev

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

KOREKTA JĘZYKOWA

Ewa Komorowska-Jędrzejczak – polonistyczna
Bartosz Łuczak – anglojęzyczna

**Publikacja współfinansowana przez
Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego
oraz ze środków V Ogólnopolskiej Konferencji „Klimat i bioklimat miast”**

Czasopismo jest indeksowane w bazach CEJSH, Copernicus,
CEEOL, EBSCOhost, Proquest, Bibliography and Index of Geology – GeoRef
i znajduje się na liście ministerialnej czasopism punktowanych.
Artykuły czasopisma w elektronicznej wersji są dostępne w bazach:
CEJSH, CEEOL, EBSCOhost, Proquest, na portalu IBUK i ePNP.

ISSN 0065-1249

e-ISSN 2451-0319

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2016

Wydanie pierwsze, wersja pierwotna elektroniczna
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Redakcja techniczna: Iwona Gajda-Pijanowska
Skład: Karolina Piechowicz
Druk: 2K Łódź sp. z o.o., ul. Płocka 35/45, www.2k.com.pl, 2k@2k.com.pl
Nakład wersji drukowanej: 100 egz.

TREŚĆ

Wstęp: Klimat i bioklimat miast.....	7
Agnieszka Krzyżewska, Marek Nowosad, Mateusz Dobek Silne fale termiczne w Lublinie (Strong thermal waves in Lublin).....	11
Magdalena Kuchcik, Paweł Milewski Miejska wyspa ciepła w Warszawie – próba oceny z wykorzystaniem <i>Local Climate Zones</i> (Urban heat island in Warsaw – an attempt at assessment with the use of <i>Local Climate Zones</i> method).....	21
Tomasz Rozbicki, Małgorzata Kleniewska, Grzegorz Majewski, Katarzyna Rozbicka, Dariusz Gołaszewski Wpływ zróżnicowanej dynamiki zmian urbanizacyjnych na tendencje temperatury powietrza w aglomeracji warszawskiej w latach 1961–2010 (The influence of changes in urbanization on the air temperature trends in Warsaw agglomeration in the period of 1961–2010).....	35
Dorota Matuszko Usłonecznienie w miastach na podstawie wybranych stacji w Europie (Sunshine duration in urban areas based on selected stations in Europe).....	45
Bartosz Czernecki, Katarzyna Jabłońska Ocena potencjału energii słonecznej w Warszawie z wykorzystaniem modelu r.sun (Estimating solar energy potential in Warsaw with the „r.sun” model).....	57
Małgorzata Kleniewska, Bogdan H. Chojnicki Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego w Warszawie w latach 1964–2013 (Long-term total solar radiation variability in Warszawa within the period 1964–2013).....	67
Mariusz Zieliński, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki Turbulencja optyczna w centrum miasta w świetle pomiarów scyntylogramicznych na przykładzie Łodzi (Optical turbulence measured with scintillometer over the city centre in the example of Łódź).....	75
Włodzimierz Pawlak Wybrane wyniki pomiarów strumieni turbulencyjnych netto gazów cieplarnianych (pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu) w centrum Łodzi w latach 2013–2015 (Selected results of the greenhouse gases turbulent net fluxes (water vapor, carbon dioxide and methane) measurements in the center of Łódź in the period 2013–2015).....	87
Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki Wybrane charakterystyki turbulencji na obszarach miejskich, rolniczych i naturalnych (Selected turbulence characteristics in urban, rural and natural areas).....	101
Alina Jasek, Mirosław Zimnoch, Kazimierz Różański Skład izotopowy dwutlenku węgla w atmosferze Krakowa (Isotopic composition of carbon dioxide in the atmosphere of Kraków).....	113
Joanna Jędruszkiewicz, Piotr Piotrowski, Bartłomiej Pietras Koncentracja zanieczyszczeń pyłowych powietrza PM _{2,5} w Krakowie w latach 2010–2014 (Concentration of the air dust pollution PM _{2.5} in Cracow in 2010–2014).....	123

Agnieszka Podstawczyńska Wyniki rocznego monitoringu stężenia radonu w powietrzu budynku mieszkalnego w Łodzi na tle warunków meteorologicznych (Results of 1-year monitoring of air radon concentration in a detached house in Łódź with reference to meteorological conditions).....	137
Marek Półrolniczak, Katarzyna Szyga-Pluta, Leszek Kolendowicz Bioklimat wybranych miast pasa Półwyspy Południowobałtyckich na podstawie uniwersalnego wskaźnika obciążenia cieplnego (Bioclimate of the chosen cities in the Polish Baltic Coast based on Universal Thermal Climate Index).....	147
Katarzyna Kudłacz, Dorota Matuszko Sytuacje meteorotropowe w Rzeszowie (The meteorotropic situations in Rzeszów).....	163
Katarzyna Piotrowicz, Dorota Myszkowska, Katarzyna Leśkiewicz Dobowa dynamika występowania alergennego pyłku traw w Krakowie w zależności od warunków meteorologicznych (Intradiurnal dynamics of the allergenic grass pollen in Krakow in relations to the meteorological conditions).....	173
Krzysztof Jarzyna, Grzegorz Żarnowiecki Warunki klimatyczne i bioklimatyczne terenów rekreacyjnych Kielc na tle klimatu centrum miasta w trakcie epizodów pogody gorącej (Climatic and bioclimatic conditions in the recreation areas of the city of Kielce during hot weather as compared to the climate of the city center).....	181
Krystyna Bryś, Hanna Ojrzyńska Bodźcowość warunków biometeorologicznych we Wrocławiu (Stimulating qualities of biometeorological conditions in Wrocław).....	193
Joanna Jędruszkiewicz, Mariusz Zieliński Zróżnicowanie wysokich dobowych sum opadów w Łodzi i okolicach na tle cyrkulacji atmosferycznej (The variability of high daily precipitation totals in Łódź and its surroundings in relation to atmospheric circulation).....	201
Mariusz Siedlecki, Włodzimierz Pawlak, Krzysztof Fortuniak, Mariusz Zieliński Międzydobowa zmienność parowania terenowego w obszarach zurbanizowanych i różnych typach roślinności paranaturalnej (Interdiurnal variability of evapotranspiration in urban areas and different types of vegetation backgrounds).....	213
Joanna Jędruszkiewicz, Mariusz Zieliński, Piotr Moniewski Wpływ opadów na wahania zwierciadła wód gruntowych w zachodniej części Wzniesień Łódzkich (The influence of precipitation on water table fluctuation in the western part of Łódź Hills).....	223
Zenon Nieckarz Wpływ miast i terenów zurbanizowanych na jakość pomiarów naturalnych pól magnetycznych (The impact of cities and urban areas on the quality of natural magnetic field measurements).....	237

WSTĘP: KLIMAT I BIOKLIMAT MIAST

Katedra Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego od początku swojego istnienia specjalizuje się w badaniach klimatu miast. Podjął je w 1954 roku Profesor Stanisław Zych, jeszcze w ramach Zakładu Geografii Fizycznej. Początkowo były to pionierskie opracowania obejmujące badania zróżnicowania klimatu miejscowego Łodzi, oceny bioklimatu miejskiego i rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń. Opracowywano zasady aranżacji struktury urbanistycznej miasta z punktu widzenia kształtowania najkorzystniejszych warunków bioklimatycznych w obrębie zabudowy miejskiej. Od tego czasu zakres zainteresowań badawczych istotnie się rozszerzył obejmując analizę struktury termicznej „miejskiej wyspy ciepła”, indywidualnych cech klimatu miast i ich bilansu energetycznego, badania turbulencji w obszarach zabudowanych i procesów wymiany dwutlenku węgla oraz metanu między powierzchnią miejską a atmosferą, a także warunków bioklimatycznych panujących w różnych typach krajobrazu miejskiego. Wyrazem aktywności naukowej Katedry Meteorologii i Klimatologii na polu badania klimatu miasta jest organizowanie ogólnopolskich konferencji pod hasłem „Klimat i bioklimat miast”. Niniejszy numer *Acta Geographica Lodziensia* zawiera wybrane artykuły powstałe po V konferencji z tego cyklu, która odbyła się we wrześniu 2015 roku w Łodzi. Poprzednie cztery miały miejsce w latach 1984, 1992, 1997 i 2007, stanowiąc wyjątkową okazję do spotkania przedstawicieli prawie wszystkich ośrodków naukowych w Polsce zajmujących się tą tematyką, a także badaczy z ośrodków zagranicznych, z którymi utrzymujemy ścisłą współpracę: z Uniwersytetu w Salonikach, w Ljublanie, Brnie, Szegedzie, Essen, British Columbia w Vancouver, Lille, Głównego Obserwatorium Geofizycznego oraz Rosyjskiego Państwowego Uniwersytetu Hydrometeorologicznego w St. Petersburgu i Węgierskiej Służby Meteorologicznej. Konferencja ubiegłoroczna, jako piąta z cyklu, była okazją do małego jubileuszu.

Tom, który oddajemy w Państwa ręce, zawiera 21 artykułów poświęconych różnym aspektom klimatu miasta: zjawiskom termicznym, promieniowaniu słonecznemu, turbulencji, zanieczyszczeniu powietrza, warunkom bioklimatycznym, opadowym i wilgotności.

Zjawiska termiczne są tematem pierwszych trzech publikacji. Silne fale ciepła i chłodu w Lublinie, rozumiane jako co najmniej trzydniowe okresy z temperaturą znacznie wyższą lub niższą od typowej dla tej pory roku, są analizowane przez zespół autorów z Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej z Lublina (Krzyżewska i in. 2016). Spadek frekwencji fal chłodu, przy wzroście częstości fal ciepła wskazuje na długoterminowe zmiany warunków klimatycznych, a nie dotyczy bezpośrednio wpływu miasta. Miejska wyspa ciepła jest tematem dwóch kolejnych artykułów. Oba pokazują wpływ struktury zabudowy na natężenie miejskiej wyspy ciepła: pierwszy w ujęciu statycznym, w którym autorzy porównują średnie nadwyżki ciepła w różnych punktach miasta analizując wpływ otoczenia (Kuchcik, Milewski 2016) oraz drugi w ujęciu dynamicznym, gdzie badany jest wpływ zmian w strukturze zabudowy na natężenie miejskiej wyspy ciepła (Rozbicki i in. 2016).

Promieniowanie słoneczne w mieście jest tematem przewodnim następujących trzech prac. Pierwsza z nich prezentuje zmienność usłonecznienia w różnych miastach Europy w okresie od końca XIX wieku. We wszystkich seriach, obok dużych zmian z roku na rok, widoczne są wieloletnie wahania z wyraźnym okresem spadku usłonecznienia od lat 40. do roku 1980 i następującym po nim wzrostem trwającym do dnia dzisiejszego (Matuszko 2016). Jedną z możliwych przyczyn tych zmian jest wzrost zanieczyszczenia powietrza trwający od II wojny światowej do lat osiemdziesiątych XX wieku i widoczna poprawa sytuacji aerosanitarnej w późniejszym czasie związana z intensywnymi działaniami na rzecz zmniejszenia ilości kwaśnych zanieczyszczeń w atmosferze. W kolejnym opracowaniu zaproponowano metodykę wykorzystującą Geograficzne Systemy Informacji do oceny potencjału energii słonecznej w Warszawie (Czernecki, Jabłońska 2016). Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego w Warszawie w okresie ostatnich 50 lat jest tematem trzeciego artykułu dotyczącego promieniowania (Kleniewska, Chojnicki 2016). Pokazano spadek promieniowania do roku 1980 i następujący po nim wzrost, co jest zgodne z тезami zaprezentowanymi we wcześniej wspomnianym artykule (Matuszko 2016).

Następne trzy prace dotyczą pomiarów turbulencji na obszarze miasta i ich autorami są pracownicy Katedry Meteorologii i Klimatologii UŁ (Zieliński i in. 2016; Pawlak 2016; Fortuniak i in. 2016). W pierwszej przedstawiono turbulencję optyczną w centrum miasta w przebiegu rocznym. W drugiej wykorzystano zjawisko turbulencji do oceny strumieni gazów cieplarnianych – dwutlenku węgla, metanu i pary wodnej na obszarze Łodzi. Porównanie przebiegu turbulencji na obszarze miasta z turbulencją w obszarach rolniczych i pokrytych roślinnością naturalną jest tematem trzeciego artykułu z tej serii.

Istotnym problemem w środowisku miejskim jest zanieczyszczenie powietrza atmosferycznego. Jest ono zwykle znacznie większe zarówno ze względu na występowanie dużo liczniejszych źródeł szkodliwych substancji, jak i z powodu słabszego przewietrzania. Szczególnie niebezpieczne są pyły o najdrobniejszej frakcji, czyli PM_{2,5}, którego drobne cząstki atakują nie tylko układ oddechowy, ale również krwionośny. Roczna i dobową zmienność koncentracji tego pyłu w Krakowie, należącym do najbardziej zanieczyszczonych miast w Polsce, przedstawia kolejna praca (Jędruszkiewicz i in. 2016a). Autorzy zbadali również wpływ warunków meteorologicznych na stężenie PM_{2,5} w atmosferze Krakowa. Jasek i in. (2016) analizują skład izotopowy dwutlenku węgla w atmosferze Krakowa w celu określenia źródeł tego gazu, co ma szczególne znaczenie w czasie jego podwyższonych stężeń. Pewnym novum w polskiej literaturze meteorologicznej jest monitoring radonu. Radon jest emitowany z podłoża i przedostaje się do budynków, gdzie przy braku właściwego wietrzenia potrafi się kumulować. Ponieważ radon jest pierwiastkiem promieniotwórczym, jego nadmierne stężenie może być bardzo szkodliwe. W pracy Podstawczyńskiej (2016) przedstawiono wyniki rocznego monitoringu stężenia radonu w budynku mieszkalnym w Łodzi i badano stężenie tego pierwiastka w powietrzu w zależności od warunków meteorologicznych.

Najwięcej miejsca w tomie poświęcono tematyce bioklimatycznej. Boddźcowość klimatu badana jest za pomocą uniwersalnego wskaźnika obciążenia cieplnego w wybranych miastach Pobrzeża (Półrolniczak i in. 2016) i we Wrocławiu (Bryś, Ojrzyńska 2016). Uniwersalny wskaźnik obciążenia cieplnego pozwala na identyfikację sytuacji powodujących stres cieplny, zarówno w przypadku, gdy jest on spowodowany nadmiernym chłodem, jak i nadmiernym ciepłem. W innej pracy analizowano wyłącznie sytuacje związane z nadmiernym upałem, wykorzystując do tego

wskaźnik WBGT (*Wet Bulb Global Temperature*). Na jego podstawie oceniono warunki bioklimatyczne terenów rekreacyjnych Kielc i porównano je z warunkami panującymi w centrum miasta (Jarzyna, Żarnowiecki 2016). Boddźcowość klimatu Rzeszowa oceniano analizując wybrane sytuacje meteorotropowe, występowanie niskiego ciśnienia atmosferycznego, frontów atmosferycznych, chwiejnych stanów atmosfery oraz zjawisk fenowych (Kudłacz, Matuszko 2016). Zieleń miejska przez większość mieszkańców uważana jest za element poprawiający jakość życia, jednak alergicy mogą być innego zdania. Pyłki traw są silnym alergenem. Dobowa zmienność występowania pyłków traw w Krakowie na tle warunków meteorologicznych była badana przez Piotrowicz i in. (2016).

Zagadnienia związane z wodą w mieście i jego okolicy są tematem trzech artykułów. W pierwszym badano wpływ kierunku napływu mas powietrza na zróżnicowanie opadów między strefą miejską, podmiejską i zamieszką (Jędruszkiewicz, Zieliński 2016). W drugim porównywano przebiegi parowania terenowego w obszarze miasta i w różnych typach roślinności paranaturalnej. Pokazano, że latem parowanie w mieście jest wyraźnie niższe niż w obszarach pokrytych roślinnością, natomiast w innych porach roku parowanie w mieście i na terenach rolniczych nie różni się istotnie (Siedlecki i in. 2016). Analizowano też związki między opadami a poziomem wód gruntowych w zachodniej części Wzniesień Łódzkich. Wskazano minimalne sumy opadu, przy których zwierciadło wody wznosi się i ich zmienność w cyklu rocznym (Jędruszkiewicz i in. 2016b).

Miasta i tereny zabudowane są także źródłem fal elektromagnetycznych (EM). Wśród antropogenicznych źródeł fal EM możemy wyróżnić trzy grupy: źródła o charakterze punktowym (rozdzielnie, transformatorownie, zwarte obszary zakładów przemysłu ciężkiego), liniowym (sieci energetyczne, elektryczne trakcje kolejowe, inne intensywnie użytkowane szlaki komunikacji samochodowej) oraz o charakterze powierzchniowym (miasta i aglomeracje miejskie). Obecnie trudno znaleźć miejsce, z którego można monitorować zjawiska naturalne wykorzystując fale EM. W szczególności zakres ekstremalnie niskich częstotliwości ELF (ang. *Extremely Low Frequency*) zdefiniowany jako przedział od 3 Hz do 3000 Hz (Nieckarz 2016).

Tom ten dedykujemy Panu Profesorowi Kazimierzowi Kłysikowi, w podziękowaniu za inspirację i wspieranie naszej aktywności. To dzięki Jego staraniom powstała Miejska Stacja Meteor-

logiczna KMiK UŁ i rozpoczęły się pomiary turbulencji na maszcie budynku przy ulicy Lipowej. I dzięki Panu Profesorowi staliśmy się zespołem.

Literatura

- Bryś Krystyna, Hanna Ojrzyńska. 2016. „Bodźcowość warunków biometeorologicznych we Wrocławiu”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 193-200.
- Czernecki Bartosz, Katarzyna Jabłońska. 2016. „Ocena potencjału energii słonecznej w Warszawie z wykorzystaniem modelu r.sun”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 57-66.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki. 2016. „Wybrane charakterystyki turbulencji na obszarach miejskich, rolniczych i naturalnych”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 101-112.
- Jarzyna Krzysztof, Grzegorz Żarnowiecki. 2016. „Warunki klimatyczne i bioklimatyczne terenów rekreacyjnych Kielc na tle klimatu centrum miasta w trakcie epizodów pogody gorącej”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 181-192.
- Jasek Alina, Mirosław Zimnoch, Kazimierz Różański. 2016. „Skład izotopowy dwutlenku węgla w atmosferze Krakowa”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 113-122.
- Jędruszkiewicz Joanna, Mariusz Zieliński. 2016. „Różnicowanie wysokich dobowych sum opadów w Łodzi i okolicach na tle cyrkulacji atmosferycznej”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 201-211.
- Jędruszkiewicz Joanna, Piotr Piotrowski, Bartłomiej Pietras. 2016a. „Koncentracja zanieczyszczeń pyłowych powietrza PM_{2,5} w Krakowie w latach 2010–2014”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 123-135.
- Jędruszkiewicz Joanna, Mariusz Zieliński, Piotr Moniewski. 2016b. „Wpływ opadów na wahania zwierciadła wód gruntowych w zachodniej części Wzniesień Łódzkich.” *Acta Geographica Lodziensia* 104: 223-235.
- Kleniewska Małgorzata, Bogdan H. Chojnicki. 2016. „Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego w Warszawie w latach 1964–2013”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 67-74.
- Krzyżewska Agnieszka, Marek Nowosad, Mateusz Dobek. 2016. „Silne fale termiczne w Lublinie”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 11-19.
- Kuchcik Magdalena, Paweł Milewski. 2016. „Miejska wyspa ciepła w Warszawie – próba oceny z wykorzystaniem Local Climate Zones”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 21-33.
- Kudłacz Katarzyna, Dorota Matuszko. 2016. „Sytuacje meteorotropowe w Rzeszowie”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 163-171.
- Matuszko Dorota. 2016. „Usłonecznienie w miastach na podstawie wybranych stacji w Europie”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 45-56.
- Nieckarz Zenon. 2016. „Wpływ miast i terenów zurbanizowanych na jakość pomiarów naturalnych pól magnetycznych”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 237-244.
- Pawlak Włodzimierz. 2016. „Wybrane wyniki pomiarów strumieni turbulencyjnych netto gazów cieplarnianych (pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu) w centrum Łodzi w latach 2013–2015”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 87-99.
- Piotrowicz Katarzyna, Dorota Myszkowska, Katarzyna Leśkiewicz. 2016. „Dobowa dynamika występowania alergennego pyłku traw w Krakowie w zależności od warunków meteorologicznych”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 173-179.
- Podstawczyńska Agnieszka. 2016. „Wyniki rocznego monitoringu stężenia radonu w powietrzu budynku mieszkalnego w Łodzi na tle warunków meteorologicznych”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 137-146.
- Półrolniczak Marek, Katarzyna Szyga-Pluta, Leszek Kolendowicz. 2016. „Bioklimat wybranych miast Pasa Północnego Południowobałtyckiego na podstawie uniwersalnego wskaźnika obciążenia cieplnego”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 147-161.
- Rozbicki Tomasz, Małgorzata Kleniewska, Grzegorz Majewski, Katarzyna Rozbicka, Dariusz Gołaszewski. 2016. „Wpływ zróżnicowanej dynamiki zmian urbanizacyjnych na tendencje temperatury powietrza w aglomeracji warszawskiej w latach 1961–2010”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 35-44.
- Siedlecki Mariusz, Włodzimierz Pawlak, Krzysztof Fortuniak, Mariusz Zieliński. 2016. „Międzydobowa zmienność parowania terenowego w obszarach zurbanizowanych i różnych typach roślinności paranaturalnej”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 213-222.
- Zieliński Mariusz, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki. 2016. „Turbulencja optyczna w centrum miasta w świetle pomiarów scyntylogramicznych na przykładzie Łodzi”. *Acta Geographica Lodziensia* 104: 75-85.

Joanna Wibig

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: zameteo@uni.lodz.pl

SILNE FALE TERMICZNE W LUBLINIE

Strong thermal waves in Lublin

AGNIESZKA KRZYŻEWSKA*, MAREK NOWOSAD*, MATEUSZ DOBEK*

Zarys treści. W niniejszej pracy wprowadzono definicje silnych i bardzo silnych fal termicznych. Jako kryteria przyjęto odchylenia średniej dobowej temperatury powietrza od średniej wieloletniej odpowiednio o 2 i 3 odchylenia standardowe przez trzy kolejne dni. Badania przeprowadzono dla Lublina (1952–2010). W analizowanym okresie wystąpiły 54 silne fale chłodu i 24 silne fale ciepła. Silne fale chłodu częściej pojawiały się w pierwszej połowie analizowanego wielolecia. Zauważono zwiększoną częstość silnych fal ciepła w XXI wieku. Kryteria bardzo silnej fali termicznej spełniły 4 fale chłodu i 1 fala ciepła. Silne fale chłodu występowały od 16 września do 7 czerwca, zaś silne fale ciepła – od 17 marca do 17 listopada. Dodatkowo analizowano przebieg temperatury powietrza w czasie szczególnie upalnego lata 2015, kiedy to wystąpiły 4 silne fale ciepła. Nie zanotowano natomiast w czasie tego lata bardzo silnej fali termicznej.

Słowa kluczowe: silna fala chłodu, silna fala ciepła, temperatura powietrza, Lublin

Abstract. In this paper, the definitions of strong and very strong thermal waves have been introduced. The deviations of mean daily temperature from the long-term average of the air temperature by 2 and 3 standard deviations for three consecutive days were applied as criteria for thermal waves. The study was conducted for Lublin (1952–2010). In the analyzed period there were 54 strong cold waves and 24 strong warm waves. Strong cold waves often appeared in the first half of the analyzed period. An increase in the incidence of strong warm waves was noted in the XXI century. The criteria for a very strong warm wave were met by 4 cold waves and 1 warm wave. Strong cold waves occurred from 16 September to 7 June, and the strong warm waves – from 17 March to 17 November. Additionally, we analyzed the course of air temperature during a particularly hot summer in 2015 when 4 severe warm waves occurred. A very strong warm wave did not occur during that summer.

Key words: strong cold wave, strong warm wave, air temperature, Lublin

Wstęp

Wpływ warunków pogodowych na funkcjonowanie człowieka jest ściśle uzależniony od temperatury powietrza. Zarówno zbyt wysoka jak i zbyt niska temperatura mogą niekorzystnie oddziaływać na organizm ludzki.

Do przedstawienia warunków termicznych wybranych miejsc najczęściej stosowane są klasyczne charakterystyki temperatury powietrza, tj. średnie, maksymalne i minimalne wartości, liczba dni charakterystycznych oraz częstości ich występowania. Uzupełnieniem tych charakterystyk są wyniki badań fal termicznych (fale ciepła i chłodu, fale upałów, fale mrozów).

Celem pracy jest wyznaczenie i charakterystyka występowania silnych i bardzo silnych fal ciepła i chłodu w Lublinie w latach 1952–2010.

Zwrócono też uwagę na pojawienie się silnych fal ciepła w czasie wyjątkowo gorącego lata 2015.

Przegląd literatury

Podjęcia metodyczne do wydzielenia fal termicznych różnią się między sobą. Przez fale termiczne rozumiane są okresy ciepła i chłodu, które mogą pojawić się w każdej porze roku jako okres pogody cieplejszej lub chłodniejszej (Mager, Kuźnicka-Błaszczyńska 1993; Degirmendźić 2004). Degirmendźić (2004) wydzielił fale silne, umiarkowane i słabe. Jako kryterium przyjął przekroczenie przez średnią temperaturę dobową odpowiednio wartości 90., 80. i 70. percentyla (bądź nieosiągnięcie odpowiednio 10., 20. i 30. percentyla). Zazwyczaj fale termiczne wydziela się na podstawie przekroczenia średniej wieloletniej temperatury ekstremalnej (wy-

* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Meteorologii i Klimatologii, Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin; e-mail: agnieszka.krzyzewska@umcs.pl

znaczony dla danego okresu referencyjnego) przez dobową temperaturę ekstremalną o odchylenie standardowe (lub jego część) przez ustaloną minimalną liczbę kolejnych dni. W badaniach prowadzonych dla Poznania w latach 1911–1990 za falę ciepła lub chłodu przyjęto okres co najmniej 2 dni z temperaturą średnią dobową różniącą się o pół odchylenia standardowego od średniej wieloletniej temperatury danego dnia roku (Mager, Kuźnicka-Błaszczyńska 1993). Fale ciepła i chłodu (w Krakowie) w latach 1881–1980 wyznaczano na podstawie jednego odchylenia standardowego (Morawska-Horawska 1991), podobnie jak na Pomorzu (Miętus, Filipiak 2001). Badania za pomocą tej metody przeprowadzone zostały dla Rozewia, Helu, Gdyni i Świbna (lata 1951–1998). Tę metodę wykorzystywała także Owczarek (2008) dla 9 miast Pomorza (lata 1951–2005). Autorka w kolejnej pracy (Owczarek 2012) zastosowała ww. metodę także w odniesieniu do obszaru Polski (dane z 23 stacji z okresu 1966–2008). Wibig (2007) wyznaczyła fale ciepła w Łodzi jako ciągi dni, w których temperatura była wyższa od średniej o 1,28 odchylenia standardowego lub więcej (1931–2006). Natomiast te, w których temperatura była niższa od średniej o 1,28 odchylenia standardowego lub więcej uznano za dni bardzo chłodne, zaś ich ciągi jako fale chłodu. Metoda ta została wykorzystana przez Krzyżewską (2014) do scharakteryzowania fal ciepła i chłodu w Lublinie-Radawcu, Tomaszowie Lubelskim i Zamościu (1981–2010). W niektórych pracach do wyznaczania fal ciepła i chłodu wykorzystano temperaturę średnią dobową (Morawska-Horawska 1991; Mager, Kuźnicka-Błaszczyńska 1993; Degirmendzić 1999; Balafoutis, Arseni-Papadimitriou 2002; Degirmendzić 2004; Krzyżewska 2015). W klimatycznym ujęciu tego zagadnienia zdefiniowano fale termiczne jako okresy z obniżoną bądź podwyższoną średnią wieloletnią dobową temperaturę powietrza w stosunku do sinusoidy uśrednionego przebiegu rocznego (Stopa-Boryczka i in. 2011).

Wspomnieć można terminologię zaproponowaną przez Warakomskiego (1994). Jeżeli wartość (co prawda dotyczy to średniej rocznej temperatury powietrza) różni się od średniej wieloletniej o $\pm 1,5$ odchylenia standardowego, to kryterium nazywane jest łagodnym. Gdy różnica osiąga 2,0 odchylenia standardowego – wówczas mamy do czynienia z kryterium umiarkowanym. Natomiast kryterium surowe wykorzystuje różnice $\pm 2,5$ odchylenia standardowego.

W literaturze stosowano różne podejścia do wyznaczenia okresu referencyjnego. Niektórzy autorzy traktowali analizowane wielolecie jako okres referencyjny (Mager, Kuźnicka-Błaszczyńska 1993; Balafoutis, Arseni-Papadimitriou 2002). Były też prace, w których za okres referencyjny uznawano 30-lecie, będące podokresem analizowanego wielolecia (Miętus, Filipiak 2001; Wibig 2007; Owczarek 2008).

Material i metoda

W pracy wykorzystano wyniki pomiarów temperatury powietrza przeprowadzonych w latach 1952–2010 oraz w okresie od czerwca do września 2015 roku w Obserwatorium Meteorologicznym UMCS zlokalizowanym w centrum Lublina na Placu Litewskim. Przy tworzeniu wieloletniej serii średniej dobowej temperatury powietrza wykorzystano dane z tych samych terminów obserwacyjnych (7, 13 i 21 średniego czasu słonecznego) oraz zastosowano tę samą metodę obliczania średniej dobowej temperatury powietrza $[(t_6 + t_{12} + 2 * t_{20}) / 4]$ w odniesieniu do całego badanego okresu.

W niniejszej pracy za silną falę ciepła przyjęto okres co najmniej trzech kolejnych dni, w których średnia temperatura dobowa przekraczała średnią wieloletnią temperaturę dobową (liczoną dla każdego dnia roku kalendarzowego z lat 1952–2010) o co najmniej 2 odchylenia standardowe, natomiast za silną falę chłodu – trzy kolejne dni, w których średnia dobowa temperatura była mniejsza od średniej wieloletniej temperatury dobowej (temperatura danego dnia roku) o co najmniej 2 odchylenia standardowe. Definicje bardzo silnej fali ciepła i bardzo silnej fali chłodu dotyczą sytuacji, gdy brane były pod uwagę różnice równe lub większe od 3 odchyleń standardowych. Przy określaniu średniej wieloletniej temperatury powietrza w odniesieniu do poszczególnych dni cyklu rocznego, a także przy wykorzystaniu odchylenia standardowego, zastosowano filtr dolnoprzepustowy zaproponowany dla danych dobowych przez von Storcha i Zwiersa (2003). Jako okres referencyjny przyjęto badane 59-lecie (1952–2010).

Przy określaniu poszczególnych fal skorzystano z następujących wzorów:

a) dla silnych fal chłodu:

$$t_i < t_{sr} - 2\sigma, \quad (1)$$

b) dla silnych fal ciepła:

$$t_i > t_{sr} + 2\sigma, \quad (2)$$

c) dla bardzo silnych fal chłodu:

$$t_i < t_{sr} - 3\sigma, \quad (3)$$

d) dla bardzo silnych fal ciepła:

$$t_i > t_{sr} + 2\sigma, \quad (4)$$

gdzie:

t_{sr} – średnia wieloletnia temperatura powietrza danego dnia w roku,

σ – odchylenie standardowe średniej dobowej temperatury powietrza obliczone dla tego samego dnia roku.

Do obliczeń współczynnika asymetrii, prezentowanego w rozdziale „Dyskusja”, wykorzystano wzór:

$$\frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum \left(\frac{x_j - \bar{x}}{s} \right)^3, \quad (5)$$

gdzie:

n – liczba elementów w zbiorze,

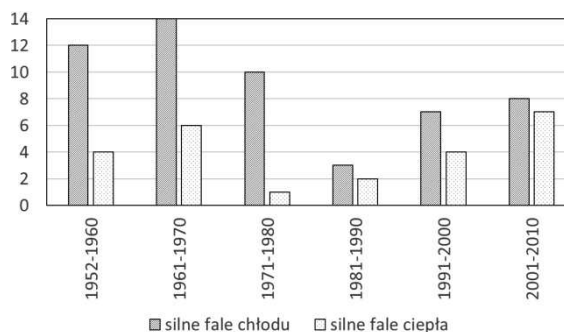
\bar{x} – średnia arytmetyczna,

s – odchylenie standardowe.

Wyniki

Silne fale termiczne

W analizowanym okresie w Lublinie wystąpiły 54 przypadki silnych fal chłodu oraz 24 silnych fal ciepła. Silne fale termiczne nie pojawiały się w każdym roku, jednak zdarzało się kilka takich fal w niektórych latach. Szczególnie wyróżnił się rok 1963, kiedy to wystąpiły 4 silne fale chłodu i 2 silne fale ciepła. Silne fale chłodu notowano w 33 spośród 59 analizowanych lat. Najwięcej tych fal (po 4) notowano w latach 1954 i 1963 oraz (po 3) w 1956, 1962, 1971, 1978 i 2002 roku. Spośród 24 silnych fal ciepła tylko dwie wystąpiły w jednym roku (1963), zaś pozostałe pojawiały się po jednej w roku. Fale te najrzadziej występowały w latach 70. i 80., zaś w XXI wieku wyraźnie widać wzrost ich liczby (rys. 1)¹.

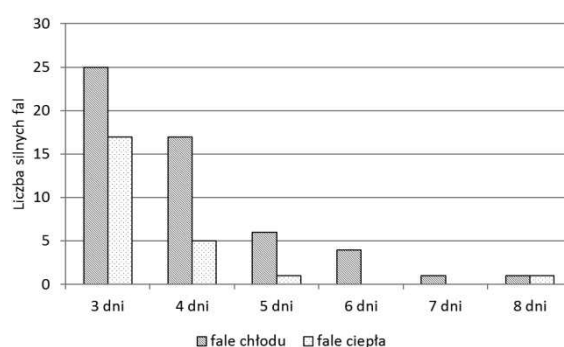


Rys. 1. Liczba silnych fal chłodu i silnych fal ciepła w Lublinie w wybranych podokresach

The number of strong cold waves and strong warm waves in selected sub-periods

Silne fale chłodu częściej występowały głównie w pierwszej połowie analizowanego wielolecia (1952–2010), kiedy to odnotowano 36 fal z 54. Z kolei liczba silnych fal ciepła w latach 1952–1980 oraz 1981–2010 była zbliżona (odpowiednio 11 i 13). Zwraca uwagę sytuacja, że jedna trzecia wszystkich zaobserwowanych silnych fal ciepła wystąpiła w XXI wieku. Na przełomie lat 50. i 60. oraz w pierwszej dekadzie XXI wieku obserwowano większą liczbę silnych fal termicznych (przede wszystkim fal chłodu) niż w pozostałych latach.

Z 54 silnych fal chłodu w analizowanym okresie najwięcej (25) wystąpiło fal 3-dniowych. Fale 4-dniowe notowano 17 razy, fale 5-dniowe 6 razy, zaś fale 6-dniowe – 4 razy (rys. 2). Fale dłuższe pojawiały się sporadycznie – raz wystąpiła fala 7-dniowa (26 grudnia 1996 roku do 1 stycznia 1997 roku.) oraz jeden raz fala 8-dniowa (7–14 lutego 1966 roku). Sumaryczna liczba dni w silnych falach chłodu wyniosła 212.



Rys. 2. Liczba silnych fal chłodu i fal ciepła o różnej długości trwania w Lublinie w latach 1952–2010

The number of strong cold waves and strong warm waves of different length in Lublin in years 1952–2010

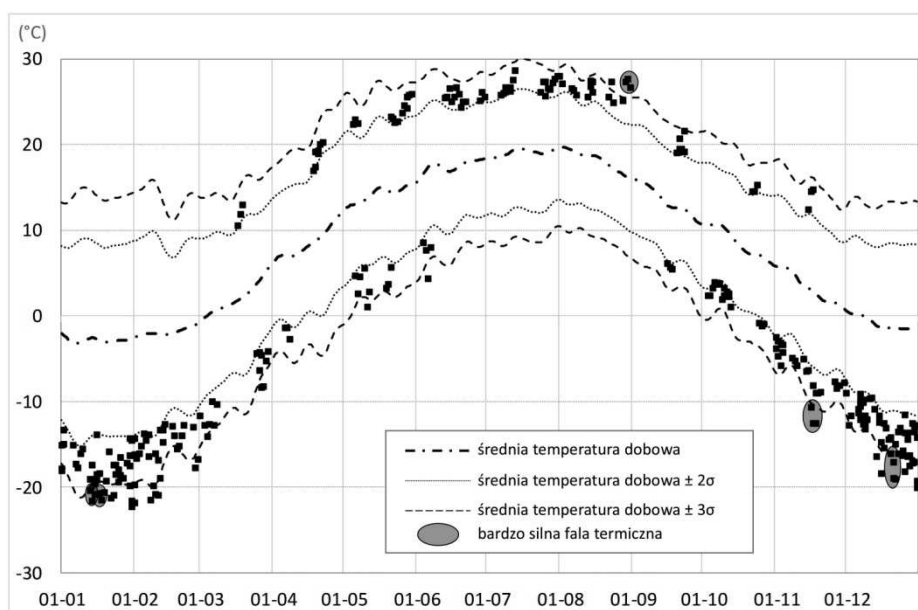
¹ Pierwszy z okresów prezentowanych na rys. 1 jest krótszy o rok od pozostałych. Teoretyczna liczba silnych fal chłodu przypadająca na okres 10-letni, obliczana na podstawie lat 1952–1960, wyniosłaby 13,3, zaś silnych fal ciepła: 4,4. Jednak ze względu na to, że w czasie wielu lat nie notowano silnych fal termicznych, takie obliczenia wydają się dyskusyjne.

W przypadku silnych fal ciepła dominowały fale 3-dniowe (17). Dłuższe fale, 4-dniowe, wystąpiły 5 razy. Oprócz tego odnotowano jeden przypadek fali 5-dniowej i jeden przypadek fali 8-dniowej. Nie zanotowano fal 6- oraz 7-dniowych (rys. 2). Łączny czas trwania silnych fal ciepła wyniósł 84 dni (średnio ok. 1,4 dni/rok).

Ponad 90% silnych fal chłodu wystąpiło pomiędzy 3 października a 8 kwietnia, a prawie 78% wszystkich silnych fal chłodu notowano między 25 października a 8 marca. Natomiast 87,5% silnych fal ciepła miało miejsce pomiędzy

18 kwietnia a 23 września. Około 2/3 wszystkich silnych fal ciepła zanotowano między 21 maja a 31 sierpnia (rys. 3).

W dniach od 17 marca do 7 czerwca oraz od 16 września do 17 listopada pojawiały się zarówno silne fale chłodu, jak i silne fale ciepła. Podokres półrocza chłodnego (od 18 listopada do 16 marca) to czas, kiedy nie zanotowano silnych fal ciepła, zaś w podokresie półrocza letniego (od 8 czerwca do 15 września) nie wystąpiły silne fale chłodu (rys. 3).



Rys. 3. Roczný przebieg wartości progowych przyjętych do klasyfikacji termicznej oraz występowanie dni stanowiących silne fale chłodu i dni stanowiących silne fale ciepła w Lublinie w latach 1952–2010

The annual course of threshold values applied to the thermal classification and the occurrence of days which constituted strong cold waves and strong warm waves in Lublin (1952–2010)

Bardzo silne fale termiczne i warunki synoptyczne w czasie ich występowania

Obok silnych fal termicznych wydzielono bardzo silne fale termiczne. Pozostawiono bez zmian jeden z warunków mówiący, że falą jest okres trzech następujących po sobie dni spełniających ustalone kryterium. Rozważano różne kryteria. Brano pod uwagę kilka możliwości odbiegania wartości krytycznej od średniej wieloletniej: o przynajmniej $2,5\sigma$, $3,0\sigma$ oraz $3,5\sigma$ (tab. 1). Uznano, że kryterium $\text{średnia} \pm 3$ odchylenia standardowe pozwala uwzględnić kilka najbardziej intensywnych fal i to kryterium przyjęto przy definiowaniu bardzo silnych fal termicznych.

Tabela 1

Liczba silnych fal termicznych w Lublinie przy różnym kryterium odchylenia średniej dobowej od średniej wieloletniej temperatury powietrza (1952–2010)

The number of strong thermal waves in Lublin after applying a different criterion of mean daily air temperature deviations from the average air temperature (1952–2010)

Kryterium	Fale chłodu	Fale ciepła
$2,0\sigma$	54	24
$2,5\sigma$	20	3
$3,0\sigma$	4	1
$3,5\sigma$	0	0

W analizowanym okresie w Lublinie wystąpiły 4 bardzo silne fale chłodu (od 17 do 19 stycznia 1963 roku, od 16 do 18 listopada 1965 roku, od 20 do 23 grudnia 1969 roku oraz od 13 do 15 stycznia 1987 roku) oraz jedna bardzo silna fala ciepła (od 28 do 31 sierpnia 1992 roku). Bardzo silna fala chłodu występująca w grudniu 1969 roku oraz bardzo silna fala ciepła trwały po 4 dni. Pozostałe trzy bardzo silne fale chłodu trwały po 3 dni. Spośród czterech przypadków bardzo silnych fal chłódów, trzy z nich były jednocześnie falami mrozów², natomiast bardzo silna fala ciepła była również falą upałów³.

W czasie analizowanych przypadków fal chłodu, na północy Europy lub nad Bałtykiem, wykształcił się ośrodek wysokiego ciśnienia, zaś nad Europą Środkowo-Wschodnią bądź Południową ukształtował się niż. Spowodowało to napływ powietrza z kierunku północno-wschodniego (masa PPK, a w początku fali z listopada 1965 roku także PA). Wszystkie sytuacje synoptyczne sprzyjające analizowanym bardzo silnym falom chłodu są określone przez typ E (północno-wschodnia i wschodnia cyrkulacja cyklonalna) wg typologii Osuchowskiej-Klein (1978).

Jedyny przypadek bardzo silnej fali ciepła zanotowano, gdy rozbudował się bardzo rozległy ośrodek wysokiego ciśnienia z centrum nad Bukaresztem, obejmujący całą Europę Południowo-Wschodnią, zaś nad Europą Północno-Zachodnią wystąpił rozbudowany niż z centrum nad Wyspami Brytyjskimi. W analizowanych dniach wyż przesunął się na wschód, powodując napływ powietrza PZ z południa. Bardzo podobna sytuacja miała miejsce w czasie upałów, które wystąpiły w sierpniu 2015 roku. Zanotowano typ D2C (południowa i południowo-zachodnia cyrkulacja antycyklonalna), przechodzący w BE według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein (1978).

Silne fale ciepła latem 2015 roku

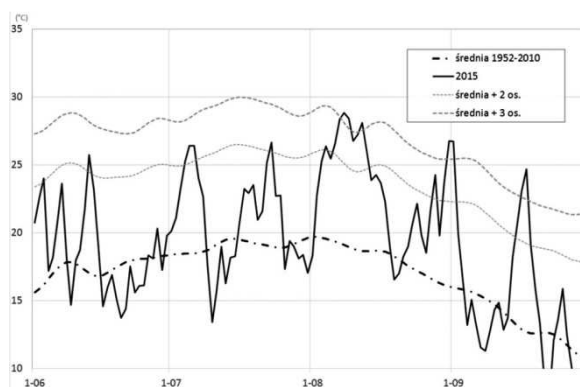
Lato w 2015 roku określone zostało jako ekstremalnie ciepłe w odniesieniu do prawie całego obszaru Polski (Biuletyn ... 2015). W opracowaniu uwzględniono też wrzesień 2015 roku ze względu na przekroczenie przez temperaturę maksymalną wartości 29°C w drugiej dekadzie tego miesiąca.

² Za falę mrozów przyjęto 3 kolejne dni z temperaturą maksymalną powietrza mniejszą niż -10°C (Krzyżewska, Wereski 2011).

³ Za fale upałów przyjęto 3 kolejne dni z temperaturą maksymalną powietrza większą niż 30°C (Niedźwiedz 2003).

W 2015 roku zanotowano cztery silne fale ciepła: 4–6 lipca, 6–13 sierpnia, 30 sierpnia – 1 września i 15–18 września (rys. 4). Zwraca uwagę okres od 4 do 13 sierpnia, kiedy średnia dobowa temperatura powietrza przekroczyła średnią wieloletnią o przynajmniej 2 odchylenia standardowe w 9 z 10 wymienionych dni, zaś w czasie wszystkich 10 dni przekroczyła średnią wieloletnią o przynajmniej 1,83 odchylenia standardowego.

W 2015 roku nie zanotowano bardzo silnej fali ciepła. Wystąpiło 7 dni, w których średnia dobowa temperatura powietrza przekroczyła o przynajmniej 3 odchylenia standardowe średnią temperaturę wieloletnią (8, 9, 12 i 31 sierpnia oraz 1, 16 i 17 września), lecz nie został spełniony warunek 3 kolejnych dni. Za wyjątkowy pod względem termicznym można uważać okres 8–12 sierpnia, kiedy średnia dobowa temperatura w każdym dniu przekraczała średnią wieloletnią o przynajmniej 2,76 odchylenia standardowego (a jak zaznaczono wcześniej, 8, 9 i 12 sierpnia o przynajmniej 3 odchylenia standardowe). Brak choćby jednej bardzo silnej fali ciepła w czasie ekstremalnie ciepłego lata 2015 można tłumaczyć wartościami temperatury minimalnej. Przykładowo, w odniesieniu do sierpnia 2015 roku, średnia temperatura minimalna wyniosła 16,7°C, zaś średnia temperatura w czasie porannego terminu obserwacyjnego 18,3°C.



Rys. 4. Przebieg średniej dobowej temperatury powietrza w Lublinie latem 2015 roku na tle dobowych statystyk klimatologicznych

The course of mean daily air temperature in Lublin in the summer of 2015 against daily climatological statistics

Dyskusja

W celu poszukiwania przyczyn sytuacji, gdy silne fale ciepła pojawiały się w cieplej porze roku, zaś silne fale chłodu – w zimnej, obliczono roczny przebieg odchylenia standardowego oraz współczynnika asymetrii (tab. 2). Obliczeń do-

konano dla trzech zbiorowości. W kolumnach oznaczonych A obliczono odchylenia standardowe i współczynniki asymetrii na podstawie średniej miesięcznej temperatury powietrza. Wyniki te są porównywalne z wynikami zaprezentowanymi przez Filipiuka (2007) dla tej samej stacji, lecz nieco innego wielolecia (1947–2006). W kolumnach B występują średnie arytmetyczne obliczone na podstawie odchyżeń standardowych i współczynników asymetrii dotyczących poszczególnych dni w miesiącu⁴. W kolumnach C znajdują się odchylenia standardowe i współczynniki asymetrii obliczone dla zbiorów, których liczba równa jest iloczynowi liczb dni w miesiącu przez liczbę lat (np. w odniesieniu do stycznia $31 * 59 = 1829$). Współczynniki asymetrii mniejsze od $-0,5$ (obliczane każdą z wymienionych metod) są charakterystyczne dla miesięcy zimowych. Natomiast w odniesieniu do lipca, sierpnia i września osiągają wartości dodatnie (także dla czerwca przy obliczeniach metodami A i B). Wydaje się, że za pomocą tego zróżnicowania asymetrii rozkładów temperatury powietrza można tłumaczyć sytuacje, gdy silne fale chłodu występują przeważnie zimą, a silne fale ciepła – zazwyczaj latem. Lewostronna asymetria rozkładów charakterystyczna dla zimy jest „silniejsza” niż prawostronna notowana latem i być może to wyjaśnia większą liczbę silnych fal chłodu w porównaniu do liczby fal silnych fal ciepła.

Jak pokazują rezultaty obliczeń zaprezentowanych w tab. 2, odchylenie standardowe w zimie (przede wszystkim w styczniu i w lutym) jest większe niż w lecie. Wynika z tego, że trzydniowa anomalia średniej dobowej temperatury różniącej się od średniej wieloletniej np. o 7°C , będzie silną falą w lipcu czy też w sierpniu, ale nie będzie nią zimą. Aby mówić o silnej fali w styczniu bądź w lutym potrzebne są anomalie wynoszące kilkanaście stopni Celsjusza. Duża zmienność temperatury powietrza w okresie zimowym powoduje jednak, że występują wtedy silne fale chłodu, a nawet pojawiają się bardzo silne fale chłodu.

Wyniki z niniejszej pracy są zgodne z tymi uzyskanymi w innych ośrodkach – fale chłodu przeważają nad falami ciepła, jednak ta tendencja (rys. 1) ulega zmianie na korzyść fal ciepła (Morawska-Horawska 1991; Mager, Kuźnicka-

-Błaszczczyńska 1993; Wibig 2007). Najdłuższa zanotowana silna fala ciepła, trwająca 8 dni (26.07.1994–03.08.1994), zaznaczyła się także w innych miastach Polski (Wibig i in. 2009; Kossowska-Cezak, Skrzypczuk 2011; Koźmiński, Michalska 2011; Tomczyk 2012).

Tabela 2

Odchylenie standardowe i współczynnik asymetrii rozkładów temperatury powietrza w Lublinie w poszczególnych miesiącach obliczone za pomocą różnych metod

The standard deviation and index of asymmetry of air temperature distributions in Lublin in particular months calculated with the application of different methods

Miesiąc	Odchylenie standardowe			Współczynnik asymetrii		
	A	B	C	A	B	C
I	3,4	5,6	5,6	-0,70	-0,77	-0,78
II	3,6	5,2	5,2	-0,67	-0,54	-0,60
III	2,7	4,3	4,7	-0,53	-0,10	-0,14
IV	1,7	4,1	4,5	-0,13	0,08	0,22
V	1,7	4,0	4,1	-0,11	-0,05	-0,08
VI	1,3	3,5	3,6	0,20	0,03	-0,07
VII	1,7	3,4	3,4	0,26	0,17	0,16
VIII	1,3	3,1	3,3	0,33	0,20	0,17
IX	1,5	3,2	3,6	0,26	0,21	0,11
X	1,5	3,6	3,9	0,32	-0,05	-0,08
XI	2,2	4,0	4,4	-0,64	-0,31	-0,23
XII	2,5	4,7	4,8	-0,67	-0,74	-0,79

W sytuacji, gdy około 30% silnych fal ciepła zanotowano w XXI wieku, obliczono liniowy trend temperatury powietrza w odniesieniu do analizowanego 59-letniego okresu. Uwzględniono tą część cyklu rocznego, kiedy notowano silne fale ciepła, czyli okres od 17 marca do 17 listopada. Otrzymano równanie regresji $y = 0,023 * x + 12,201$ przy współczynniku determinacji $R^2 = 0,25$. Istotność statystyczna, obliczona za pomocą testu Manna-Kendalla (Salmi i in. 2002), okazała się bardzo wysoka. Trend jest istotny na poziomie 0,001. Następnie stworzono nowy zbiór średniej dobowej temperatury powietrza (w odniesieniu do części roku od 17 marca do 17 listopada), będący różnicą dotychczasowych wartości i trendu. Na podstawie tak otrzymanego zbioru, stosując wcześniej wykorzystywaną metodę, określono silne fale ciepła. Fal tych było o 2 więcej niż obliczonych bez odejmowania trendu, czyli 26. Az 19 fal dotyczyło tych samych dni przy

⁴ Przykładowo: obliczono współczynnik asymetrii na podstawie 59 liczb dla 1 stycznia, następnie kolejny dla 2 stycznia itd. W tabeli 2 liczba $-0,77$ jest średnią arytmetyczną z 31 współczynników asymetrii reprezentujących poszczególne dni stycznia.

wydzielaniach bez odejmowania i z odejmowaniem trendu. Bardzo silna fala ciepła (28–31 sierpnia 1992 roku) okazała się jedyną bardzo silną falą zbadaną za pomocą analizy prowadzonej po odjęciu trendu. Objęła ona 3 dni – od 29 do 31 sierpnia 1992 roku.

Odejmując trend zanotowano więcej silnych fal w okresie 1952–1970 (15 w porównaniu z wcześniej wydzielonymi 10). Okres 1971–1990 charakteryzował się niewielką liczbą silnych fal ciepła. Bez odejmowania trendu było ich 5 (rys. 1), zaś po jego odjęciu tylko 3. Liczba silnych fal ciepła w wieloleciu 1991–2010 okazała się mniejsza po odjęciu trendu (6) w porównaniu do wydzielenia bez odejmowania trendu (11). W XXI wieku, gdy wydzielono silne fale ciepła po odjęciu trendu, ich liczba wyniosła 4. Wydaje się, że systematyczny wzrost temperatury w Lublinie na przestrzeni wielolecia przyczynił się do zwiększenia liczby silnych fal ciepła na przełomie XX i XXI wieku. Jednak liczba tych fal w pierwszej dekadzie XXI wieku, po odjęciu trendu, była większa niż poprzednich trzech dekadach.

Rok 2015 wyróżnił się jako niezwykle ciepły – w Obserwatorium Meteorologicznym UMCS w Lublinie odnotowano wówczas aż 23 dni upalne⁵, podczas gdy średnia roczna liczba takich dni była określana na 4,6. Największa roczna liczba dni upalnych w Lublinie w wieloleciu 1951–2004 wyniosła 16 (Kaszewski i in. 2007).

Wnioski

W Lublinie, w latach 1952–2010, silnych fal chłodu (54 przypadki) było ponad dwukrotnie więcej niż silnych fal ciepła (24 przypadki). Silne fale termiczne pojawiały się szczególnie często w niektórych latach analizowanego wielolecia. Zwraca uwagę rok 1963, kiedy zanotowano 6 silnych fal termicznych (4 silne fale chłodu i 2 silne fale ciepła).

Silne fale termiczne w Lublinie trwały najczęściej 3 dni (46% silnych fal chłodu i 71% silnych fal ciepła). Fale trwające dłużej niż 4 dni pojawiały się sporadycznie (12 silnych fal chłodu i 2 silne fale ciepła w czasie 59 lat). Średnio na 1 rok przypadało 1,3 fali termicznej.

Silne fale chłodu częściej występowały w pierwszej niż w drugiej połowie analizowanego wielolecia (odpowiednio 36 i 18). W przypadku

silnych fal ciepła prawie jedna trzecia tych fal miała miejsce w XXI wieku. Silne fale chłodu najczęściej notowano od końca listopada do początku marca, natomiast silne fale ciepła od połowy czerwca do końca sierpnia.

W badanym okresie wystąpiły 4 bardzo silne fale chłodu oraz jedna bardzo silna fala ciepła. Bardzo silne fale chłodu notowano od połowy listopada do końca drugiej dekady stycznia, zaś bardzo silna fala ciepła wystąpiła w końcu sierpnia. W czasie występowania bardzo silnych fal chłodu nad obszar Polski sphywało powietrze z północy i północnego wschodu (typ E wg typologii Osuchowskiej-Klein), natomiast w czasie bardzo silnej fali ciepła – z południa (typ D2C).

Po odjęciu liniowego trendu temperatury powietrza liczba silnych fal ciepła wyniosła o 2 więcej niż bez odejmowania trendu. Wzrosła liczba tych fal w wieloleciu 1952–1970, zmniejszyła się w pozostałej części badanego okresu. W okresie 1971–1990 zanotowano 3 silne fale ciepła, zaś w okresie 1991–2010 – 6.

W czasie wyjątkowo upalnego lata 2015 roku wystąpiły w Lublinie 4 silne fale ciepła, nie zanotowano natomiast bardzo silnej fali ciepła.

Literatura

- Balafoutis Christos, Angeliki Arseni-Papadimitriou. 2002. Lengths of very warm and very cold spells at southern Balkans. W: Gabriel Wójcik, Kazimierz Marciniak (red.) *Działalność naukowa Profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja. Sympozjum Klimatologiczne na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika, Toruń, 16-17 IX 1993*, 155-162. Toruń: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika.
- Biuletyn Monitoringu Klimatu Polski lato 2015. 2015. IMiGW PIB, Warszawa, http://www.imgw.pl/images/stories/biuletyn_monitoringu/2015/lato2015.pdf
- Degirmendźić Jan. 1999. Fale termiczne w Europie związane z wpływem klinów Wyżu Azjatyckiego. W: *Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa. Tom 2 – Region łódzki. Materiały XLVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Łódź 9–11 września 1999 r.*, 146-148. Łódź: Wyd. GROTESK.
- Degirmendźić Jan. 2004. „Fale termiczne nad Polską w zimie w zależności od pola wiatru w Europie”. *Przegląd Geofizyczny* XLIX (1-2): 11-23.
- Filipiuk Eugeniusz. 2007. Właściwości empiryczne rozkładów średniej miesięcznej, sezonowej i rocznej temperatury powietrza w śródmieściu Lublina w latach 1947–2006. W: Mirosław Miętus, Janusz Filipiak, Andrzej Wyszowski

⁵ Dzień upalny to taki, w czasie którego temperatura maksymalna powietrza jest większa niż 30°C (Niedźwiedz 2003).

- (red.) *200 lat regularnych pomiarów i obserwacji w Gdańsku*, 111-115. Seria: Monografie IMGW. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Kaszewski Bogusław M., Krzysztof W. Siwek, Marcin Siłuch, Andrzej F. Gluza. 2007. Ekstremalne wartości wybranych charakterystyk termicznych w Lublinie (1951–2004). W: Jerzy Szkutnicki, Urszula Kossowska-Cezak, Ewa Bogdanowicz, Michał Ceran (red.) *Cywilizacja i żywność*, 118-126. Seria: Monografie IMGW. Warszawa: Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Kossowska-Cezak Urszula, Jan Skrzypczuk. 2011. „Pogoda upalna w Warszawie (1947–2010)”. *Prace i Studia Geograficzne* 47: 139-146.
- Koźmiński Czesław, Bożena Michalska. 2011. „Zmienność liczby zimnych, chłodnych, ciepłych, gorących i upalnych w Polsce w okresie kwiecień-wrzesień”. *Przegląd Geograficzny* 83 (1): 91-107.
- Krzyżewska Agnieszka. 2014. „Fale ciepła i chłodu w południowo-wschodnim (V) regionie bioklimatycznym w latach 1981–2010”. *Annales Universitatis Mariae Curie Skłodowska, Sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* LXIX (2): 143-154.
- Krzyżewska Agnieszka. 2015. „Comparison of two methods of warm and cold wave identification based on the example of selected cities of the moderate and cold zone”. *Geographia Polonica* 88 (3): 483-492.
- Krzyżewska Agnieszka, Sylwester Wereski. 2011. „Fale upałów i mrozów w wybranych stacjach polskich na tle regionów bioklimatycznych (2000–2010)”. *Przegląd Geofizyczny* LVI (1-2): 99-109.
- Mager Przemysław, Maria Kuźnicka-Błaszczyńska. 1993. Wybrane parametry fal chłodu i ciepła w Poznaniu w latach 1911–1990. W: Krzysztof Kozuchowski (red.) *Globalne ocieplenie a współczesne zmiany klimatyczne w Polsce. Materiały z Międzynarodowej Konferencji, Szczecin, 31 maja – 1 czerwca 1993*, 277-288. Szczecin: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego.
- Miętus Mirosław, Janusz Filipiak. 2001. „Struktura czasowo-przestrzennej zmienności warunków termicznych w rejonie Zatoki Gdańskiej”. *Materiały badawcze IMGW*, seria Meteorologia 32: 1-53
- Morawska-Horawska Maria. 1991. „Fale ciepła i chłodu w Krakowie w stuleciu 1881–1980”. *Wiadomości IMGW* XIV/XXXV (1-4): 127-136.
- Niedźwiedz Tadeusz (red.). 2003. Słownik meteorologiczny. Warszawa: Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Osuchowska-Klein Blanka. 1978. Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej. Warszawa: Wydawnictwo Komunikacji i Łączności.
- Owczarek Małgorzata. 2008. Zmienność warunków termicznych na Pomorzu na przykładzie fal ciepła i chłodu, 1951–2005. W: Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 199-208. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Owczarek Małgorzata. 2012. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na występowanie termicznych fal ciepła i fal chłodu w Polsce, 1966–2008 (rezultaty projektu Klimat). W: Zuzanna Bielec-Bąkowska, Ewa Łupikasza, Artur Widawski (red.) *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, 219-234. Sosnowiec: Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.
- Salmi Timo, Anu Määttä, Pia Anttila, Tuija Ruoho-Airola, Toni Amnell. 2002. Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates – the Excel template application MAKESENS. Publications on Air Quality No. 31. Helsinki: Finnish Meteorological Institute.
- Stopa-Boryczka Maria, Jerzy Boryczka, Urszula Kossowska-Cezak, Jolanta Wawer. 2011. „Fale chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza (1951–2010). *Przegląd Geofizyczny* LVI (3-4): 181-200.
- Tomczyk Arkadiusz M. 2012. „Pogoda upalna w Poznaniu w latach 1980–2011”. *Ślupskie Prace Geograficzne* 9: 155-162.
- von Storch Hans, Francis W. Zwiers. 2003. Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge: Cambridge University Press.
- Warakomski Wojciech. 1994. „Zmienność i anomalie średniej rocznej temperatury powietrza w Puławach w latach 1871–1990”. *Przegląd Geofizyczny* XXXIX (1): 29-39.
- Wibig Joanna. 2007. „Fale ciepła i chłodu w środkowej Polsce na przykładzie Łodzi”. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 8: 27-61.
- Wibig Joanna, Agnieszka Podstawczyńska, Marcin Rzepa, Piotr Piotrowski. 2009. „Heatwaves in Poland – frequency, trends and relationships with atmospheric circulation”. *Geographia Polonica* 82 (1): 33-46.

Summary

In Lublin, in the years 1952–2010, the strong cold waves (54 cases) occurred twice as often as strong warm waves (24 cases). Strong warm waves appeared to be particularly common in some years of the analyzed period. The year that draws particular attention is 1963 when 6 strong thermal waves (4 strong cold waves and 2 strong warm waves) were recorded.

Strong thermal waves in Lublin usually lasted 3 days (46% of strong cold waves and 71% of strong warm waves). Waves that lasted longer than 4 days appeared rarely (12 strong cold waves and 2 strong warm waves during the 59 years). On average, one year accounted for 1.3 thermal waves.

Strong cold waves occurred more frequently in the first rather than in the second half of the analyzed period (36 and 18). In the case of strong warm waves nearly one-third of the waves took place in the twenty-first century. Strong cold waves usually were recorded from late November to early March, while strong warm waves from mid-June to late August.

In the analyzed period, there were 4 very strong cold waves and 1 very strong warm wave. Very strong cold waves were recorded from mid-November to the end of the second decade

of January, and the very strong warm wave occurred in late August. At the time of the occurrence of a very strong cold wave in Poland, the cold air flowed from the north and north-east (type E by B. Osuchowska-Klein typology), and a very strong warm wave – from the south (type D2C).

After subtraction of the linear air temperature trend, the number of strong warm waves was 2 waves higher than without subtracting the trend. The number of these waves increased in a period 1952–1970 and decreased in the remaining analyzed years. In the period 1971–1990 3 strong warm waves were recorded, while in the period from 1991 to 2010 – 6.

During the exceptionally hot summer in 2015 in Lublin, 4 strong warm waves occurred but no very strong warm waves.

**MIEJSKA WYSPA CIEPŁA W WARSZAWIE
– PRÓBA OCENY Z WYKORZYSTANIEM *LOCAL CLIMATE ZONES***

**Urban heat island in Warsaw – an attempt at assessment
with the use of *Local Climate Zones* method**

MAGDALENA KUCHCIK*, PAWEŁ MILEWSKI*

Zarys treści. Analiza zróżnicowania zjawiska miejskiej wyspy ciepła (MWC) w Warszawie, w latach 2011–2012, oparta jest na wynikach pomiarów pozyskanych z sieci monitoringu warunków termicznych w aglomeracji warszawskiej prowadzonej przez IGiPZ PAN i uzupełnianej danymi innych operatorów (łącznie 29 punktów). Głównym celem artykułu jest próba analizy natężenia miejskiej wyspy ciepła w Warszawie w kontekście typów klimatu lokalnego, tzw. *Local Climate Zones*. Średnie roczne natężenie MWC w centrum miasta wynosi 2,5°C (*LCZ 2*), wśród zabudowy mieszkaniowej wysokiej waha się od 1,2 do 1,7°C (*LCZ 4*), a w osiedlach mieszkaniowych średniej wysokości (*LCZ 5*) zmienia się od 0,6 do 1,7°C. Z kolei podmiejska zabudowa rozproszona jest zazwyczaj chłodniejsza w porównaniu ze stacją referencyjną. Natężenie MWC zależy od odległości od centrum miasta, z którą wiążą się zmiany rodzaju i gęstości zabudowy.

Słowa kluczowe: intensywność miejskiej wyspy ciepła, użytkowanie terenu, Warszawa

Abstract. The analysis of the urban heat island (UHI) in Warsaw over the years 2011–2012 has been conducted on the basis of the monitoring network of thermal conditions in the Warsaw metropolitan area operated by IGSO PAS. It comprises 28 stations complemented by 1 station of the Institute of Meteorology and Water Management. The main objective of the paper is to attempt to analyse the intensity of UHI in Warsaw with the use of the *Local Climate Zones* method. The yearly average UHI intensity in the city centre is 2.5°C (*LCZ compact midrise*), within the open high-rise it varies from 1.2°C to 1.7°C (*LCZ 4*), within the open midrise it deviates from 0.6°C to 1.7°C (*LCZ 5*). Sparsely built areas in the suburbs are usually cooler than the reference station. The intensity of UHI depends strongly on the distance from the city centre, which determines also the type and density of buildings.

Key words: urban heat island intensity, land use, Warsaw

Wprowadzenie

Miejska wyspa ciepła jest lokalnym zjawiskiem klimatycznym występującym powszechnie w obszarach miejskich. Polega ono na znacznym podwyższeniu temperatury w mieście w stosunku do otaczających terenów peryferyjnych. Od lat znane są mechanizmy jej powstawania (Oke 1982, 1987), różne typy (Kłysik, Fortuniak 1999; Arnfield 2003) oraz warunki atmosferyczne przy jakich osiąga największe natężenie (Wawer 1997; Błażejczyk 2002). W ostatnich latach, wraz z technologicznym rozwojem instrumentów pomiarowych i obliczeniowych, coraz więcej prac dotyczy zróżnicowania wnętrza miejskiej wyspy ciepła (Fortuniak 2003; Ali-Toudert, Mayer 2007; Lindberg i in. 2013). Zja-

wisko obserwowane jest w dużych miastach na całym świecie (Oke 1973; Park 1987; Stewart 2011a), ale także w małych miastach, o liczbie ludności nieprzekraczającej 3,5 tys. mieszkańców (Błażejczyk, Kunert 2006).

Do wyznaczników intensywności MWC zalicza się różnice temperatury:

- 1) średniej rocznej temperatury powietrza pomiędzy stacjami miejskimi i wiejskimi,
- 2) średniej dobowej temperatury powietrza,
- 3) minimalnej temperatury powietrza pomiędzy daną stacją a peryferiami,
- 4) temperatury mierzonej jednocześnie w dwóch punktach pomiarowych (Oke 1987; Fortuniak i in. 2006; Błażejczyk i in. 2014); ten wyznacznik uważany jest za najbardziej reprezentatywny.

* Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Zakład Geoekologii i Klimatologii, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: mkuchcik@twarda.pan.pl, pmilewski@twarda.pan.pl

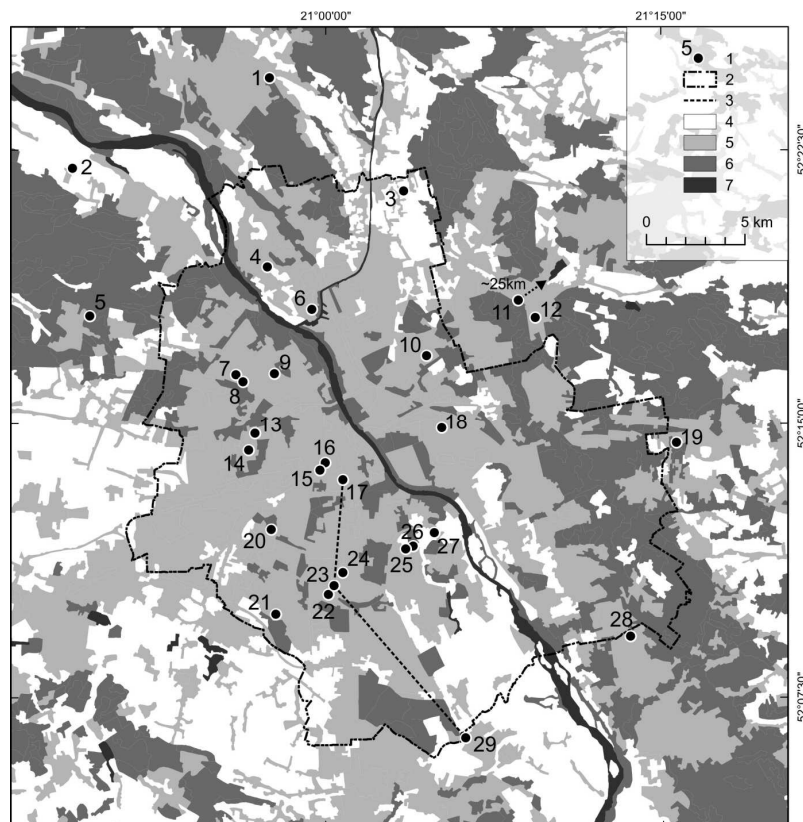
Jako że miejska wyspa ciepła jest bezpośrednim wynikiem zmiany pokrycia terenu, a prowadzenie gęstych sieci monitoringu klimatu wszystkich jednostek urbanistycznych jest czasochłonne, w ostatnich latach podejmowane są próby zdefiniowania klimatu lokalnego w ścisłym powiązaniu z konkretnymi cechami urbanistycznymi przestrzeni (Kuchcik 2003; Taniguchi i in. 2008; Erell i in. 2011; Szulczewska 2015). Największą popularność zdobyły typy klimatu lokalnego, tzw. *Local Climate Zones* (Stewart 2011a, b; Stewart, Oke 2012). Zostały opracowane na przykładzie miast kanadyjskich i definiują warunki klimatu lokalnego m.in. poprzez stopień odsłonięcia sfery niebieskiej, udział powierzchni nieprzepuszczalnych, albedo powierzchni, ogólne zagospodarowanie terenu, rodzaj i gęstość zabudowy – czyli przez liczne cechy urbanistyczne obszaru. Tę metodę wykorzystano do charakterystyki miejskiej wyspy ciepła w Warszawie.

W pracy przedstawione zostaną różnice minimalnej temperatury powietrza pomiędzy sta-

cjami położonymi w różnych typach *Local Climate Zones* (LCZ) a stacją podmiejską Warszawa-Okęcie, ich przebieg w wybranych okresach roku oraz przykłady jednoczesnego przebiegu temperatury powietrza na stacjach zakwalifikowanych do różnych LCZ. Głównym celem pracy jest analiza natężenia miejskiej wyspy ciepła w Warszawie w odniesieniu do poszczególnych typów *Local Climate Zones*.

Metoda

Sieć pomiarów temperatury powietrza w aglomeracji warszawskiej, której operatorem jest Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN (IGiPZ PAN), składała się w analizowanym okresie (lata 2011–2012) z 28 punktów pomiarowych. Dane z tej sieci uzupełniono pomiarami ze stacji lotniskowej Warszawa-Okęcie IMGW-PIB (Błażejczyk i in. 2014) (rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja rejestratorów temperatury powietrza w aglomeracji warszawskiej

1 – punkt pomiarowy, 2 – granica m.st. Warszawy, 3 – analizowany w tekście profil temperatury powietrza (przedmieścia – centrum), 4 – tereny rolne i nieużytki, 5 – zabudowa miejska i tereny przemysłowe, 6 – lasy i miejskie tereny zielone, 7 – wody powierzchniowe

Location of measuring posts in the Warsaw metropolitan area

1 – measuring post, 2 – Warsaw border, 3 – the profile of air temperature (suburbs – city centre) analysed in the text, 4 – agriculture areas and wastelands, 5 – urban and industrial areas, 6 – forests and green urban areas, 7 – inland waters

W sieci IGiPZ PAN dane pozyskiwane były za pomocą rejestratorów HOBO Pro U23-001 i U23-002 (*Onset Computers Corporation*) zainstalowanych 2 m nad powierzchnią gruntu pokrytego trawą. Dane rejestrowane były przez całą dobę w formie średnich 10-minutowych wartości temperatury uzyskanych przez próbkowanie jej wartości co 10 sekund.

Stanowiska reprezentują formy zagospodarowania terenu, które różnią się gęstością i rodzajem zabudowy, udziałem terenów biologicznie czynnych (TBC)¹, wskaźnikiem intensywności zabudowy (WIZ)² czy stopniem odsłonięcia sfery niebieskiej (SVF – symulacja w programie Rayman Pro) (Matzarakis 2010) (tab. 1). Na podstawie powyższych wskaźników oraz analizy map, zdjęć satelitarnych i dobrej znajomości otoczenia punktów pomiarowych do każdego stanowiska przypisano odpowiedni typ *Local Climate Zones*, wynikający z rodzaju i formy zagospodarowania terenu w jego otoczeniu (Stewart 2011a, b; Stewart i in. 2014). Jako że w literaturze światowej opisywana typologia klimatu lokalnego powszechnie funkcjonuje pod nazwą angielską, tą samą terminologię wykorzystano w polskim opracowaniu. Podjęto jedynie próbę tłumaczenia nazw tych typów, które występują w sieci monitoringu warunków termicznych w Warszawie i jej otoczeniu.

Natężenie miejskiej wyspy ciepła w poszczególnych punktach pomiarowych określono na dwa sposoby. Po pierwsze, jako odchylenie dobowej temperatury minimalnej³ w danym punkcie pomiarowym w stosunku do wartości obserwowanej na stacji lotniskowej Warszawa-Okęcie, którą przyjęto, jako stację referencyjną. Miarę tę nazwano wskaźnikiem intensywności miejskiej wyspy ciepła (UHI-index). Przyjęcie jej było podyktowane chęcią powiązania obecnych wyników z wynikami badań prowadzonych w IGiPZ PAN w latach wcześniejszych. Po dru-

¹ Wskaźnik terenów biologicznie czynnych (TBC) (Szulczewska i in. 2014), uwzględnia grunt rodzimy pokryty roślinnością oraz wodą powierzchniową na działce budowlanej, zaś nie uwzględnia 50% sumy nawierzchni tarasów i stropodachów urządzonych jako stałe trawniki lub kwietniki na podłożu zapewniającym ich naturalną vegetację, o powierzchni nie mniejszej niż 10 m².

² Wskaźnik intensywności zabudowy (WIZ) wyraża stosunek powierzchni ogólnej budynków do powierzchni terenu, przy czym powierzchnia ogólna budynku to iloczyn powierzchni zabudowy liczonej po zewnętrznym obrysie budynków, z wyłączeniem balkonów, tarasów i liczby kondygnacji (Błażejczyk i in. 2014).

³ Za temperaturę minimalną uznawana jest najniższa 10-minutowa średnia temperatura powietrza w ciągu doby.

gie, przedstawiono równoczesne przebiegi temperatury powietrza w wybranych punktach pomiarowych, prezentujących różne typy *Local Climate Zones*, położonych na profilu od centrum miasta do jego południowych obrzeży.

Wyniki

Otoczenie stacji monitoringu temperatury powietrza, które wykorzystane były w analizie, zaklasyfikowano do ośmiu *LCZ*. Najwięcej, bo aż 9 stacji, odpowiada klasie *Open midrise*. W warunkach Warszawy są to osiedla mieszkaniowe z budynkami wielorodzinnymi o wysokości około 4–6 pięter. Kolejna grupa 4 stacji, położonych głównie w osiedlach złożonych z bloków 10-piętrowych, odpowiada klasie *Open high-rise*. Gęsta zabudowa jednorodzinna na przedmieściach Warszawy (Zacisze) oraz w miejscowościach satelitarnych (Zielonka) zaklasyfikowana została jako typ *Open low-rise*. Luźna zabudowa jednorodzinna na obrzeżach miasta (Augustówka, Kobiałka, Dziekanów) lub w miastach oddalonych od Warszawy (Sulejówek, Tuszcz) to grupa *Sparsely built*. Stanowisko na Żeraniu, w odległości ok. 800 m od elektrociepłowni, położone w otoczeniu zakładów przemysłowych, zakwalifikowano jako obszar przemysłowy – *Heavy industry*. Tereny w otoczeniu stacji meteorologicznych na Okęciu i w Legionowie określono jako typ *Low plants* – obszar otwarty, porośnięty trawą.

Pomiary prowadzone w latach 2011–2012 wykazują, że średnia roczna wartość wskaźnika intensywności miejskiej wyspy ciepła waha się od 0,2°C w punkcie Bernardyńska do 2,5°C na stanowisku Hoża. Na rysunku 2 wyraźnie widać spadek natężenia miejskiej wyspy ciepła oraz wzrost zakresu notowanych wartości UHI-index wraz z rosnącymi numerami typów *LCZ*, czyli wraz ze spadkiem gęstości zabudowy i wzrostem udziału terenów biologicznie czynnych. Wśród gęstej zabudowy śródmiejskiej UHI-index sięga 7,6°C, ale może też spaść do –1,0°C, co oznacza, że notowana tu minimalna temperatura powietrza bywa niższa od obserwowanej na stanowisku Okęcie.

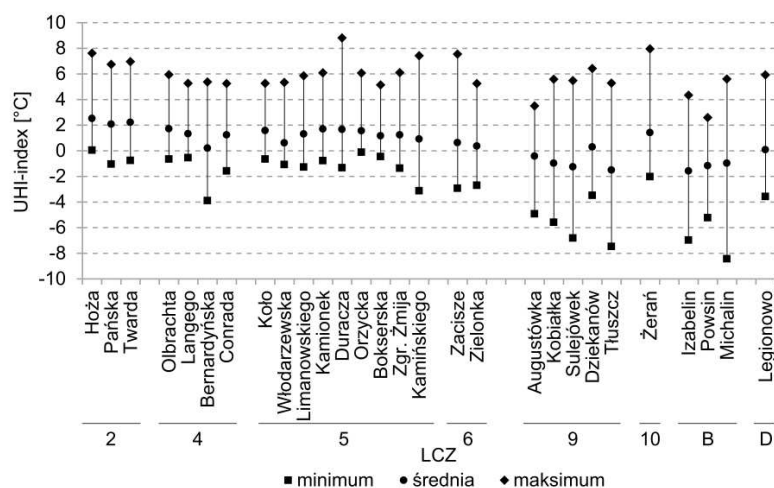
Nieco większe zróżnicowanie średnich wartości UHI-index cechuje zabudowę mieszkaniową wysoką, gdzie wahają się od 1,2°C do 1,7°C, a maksymalnie sięgają do 6,0°C. Od wzorca odbiega osiedle Bernardyńska, w którym rejestrator w latach 2011–2012 usytuowany był w miejscu mocno nagrzewanym w ciągu dnia i silnie wychładzanym w nocy (rys. 2).

Tabela 1

Charakterystyka urbanistyczna stanowisk pomiarowych
w sieci monitoringu warunków termicznych aglomeracji warszawskiej
Urban properties of the monitoring network in the Warsaw metropolitan area

Nr	Nazwa stanowiska	Odległość od centrum miasta [km]	Wskaźnik intensywności zabudowy [WIZ]	Tereny biologicznie czynne [TBC, %]	Odsłonięcie sfery niebieskiej [SVF, %]	Local Climate Zone [LCZ]	Symbol LCZ
1	Legionowo	20,2	0,05	85	72	Low plants	D
2	Dziekanów	20,5	0,31	54	19	Sparsely built	9
3	Kobiałka	14,5	0,33	72	62	Sparsely built	9
4	Kamińskiego	10,9	0,98	45	74	Open midrise	5
5	Izabelin	15,0	0,11	82	82	Scattered trees	B
6	Żerań	8,3	0,27	55	70	Heavy industry	10
7	Conrada	7,2	1,26	60	24	Open high-rise	4
8	Zgrupowania Żmija	6,7	1,02	42	30	Open midrise	5
9	Duracza	5,9	0,71	52	32	Open midrise	5
10	Zacisze	7,2	0,66	46	49	Open low-rise	6
11	Thuszcz	36,9	0,42	53	69	Sparsely built	9
12	Zielonka	12,5	0,40	45	63	Open low-rise	6
13	Koło	4,7	0,80	54	32	Open midrise	5
14	Olbrachta	4,8	1,24	52	48	Open high-rise	4
15	Twarda	1,1	2,74	4	27	Compact midrise	2
16	Pańska	0,9	2,50	18	29	Compact midrise	2
17	Hoża	0,6	2,23	16	25	Compact midrise	2
18	Kamionek	5,5	1,60	19	50	Open midrise	5
19	Sulejówek	17,1	0,05	87	77	Sparsely built	9
20	Włodarzewska	4,7	1,25	41	35	Open midrise	5
21	Okęcie	8,1	0,20	65	99	Low plants	D
22	Bokserska	6,4	0,56	59	26	Open midrise	5
23	Orzycka	6,0	0,95	49	13	Open midrise	5
24	Langeo	5,3	1,19	57	47	Open high-rise	4
25	Limanowskiego	5,2	0,62	65	37	Open midrise	5
26	Bernardyńska	5,4	0,72	67	57	Open high-rise	4
27	Augustówka	5,7	0,25	67	74	Sparsely built	9
28	Michalin	17,0	0,17	83	63	Scattered trees	B
29	Powsin	15,1	0,10	77	73	Scattered trees	B

Krótki opis LCZ: 2 – gęsta zabudowa śródmiejska średniej wysokości, 4 – zabudowa mieszkaniowa wysoka, 5 – zabudowa mieszkaniowa średniej wysokości, 6 – zabudowa mieszkaniowa niska, jednorodzinna, 9 – zabudowa jednorodzinna rozproszona o charakterze podmiejskim, 10 – obszar przemysłowy, B – obszar rzadko zadrzewiony, D – obszar otwarty porośnięty niską roślinnością



Rys. 2. Średnia roczna, maksymalna i minimalna wartość UHI-index na poszczególnych stanowiskach pogrupowanych według typów LCZ

Yearly mean, minimum and maximum UHI-index in particular posts grouped according to LCZ

W grupie LCZ 5, wśród typowych osiedli mieszkaniowych średniej wysokości, przeciętne wartości UHI-index mają zakres od 0,6 do 1,7°C i są zbliżone do wartości charakterystycznych dla LCZ 4. Średnia wartość UHI-index w zabudowie mieszkaniowej jednorodzinnej zwartej, niskiej, w dzielnicach oddalonych od centrum miasta jest niewielka i wynosi 0,4–0,6°C, jednak maksymalnie może osiągać 7,6°C.

W obrębie zabudowy rozproszonej wartość UHI-index jest zazwyczaj ujemna, co oznacza, że temperatura minimalna jest tam niższa w porównaniu ze stacją lotniskową. Jest to oczywiste zwłaszcza, że Sulejówek i Tuszcz leżą w znacznej odległości od centrum Warszawy. Zakres zmian wartości UHI-index jest w tej grupie bardzo duży, co oznacza znaczne nagrzewanie w ciągu dnia oraz znaczne wychłodzenie w nocy. W Augustówce, położonej w pobliżu koryta Wisły, oraz w osiedlach z zabudową zwartą, waha się od –4,9°C do 3,5°C, zaś na Kobiałce, na północno-wschodnich przedmieściach, jest większy i waha się od –5,6 do 5,6°C. Te wysokie wartości, zwłaszcza na Kobiałce, wynikają nie ze stopnia zabudowania terenu, a z lokalnej ekspozycji miejsca na promieniowanie słoneczne, spowodowanej małym zasłonięciem horyzontu.

Jedynie stanowisko prezentujące obszar przemysłowy – Żerań (nr 6), leżące na północy miasta, w pobliżu Elektrociepłowni Żerań, jest znacznie cieplejsze nie tylko od stanowiska na Okęciu, ale także od zlokalizowanego nieopodal stanowiska Kamińskiego (nr 4). Wartość UHI-index waha się tu od –2,0 do 8,0°C.

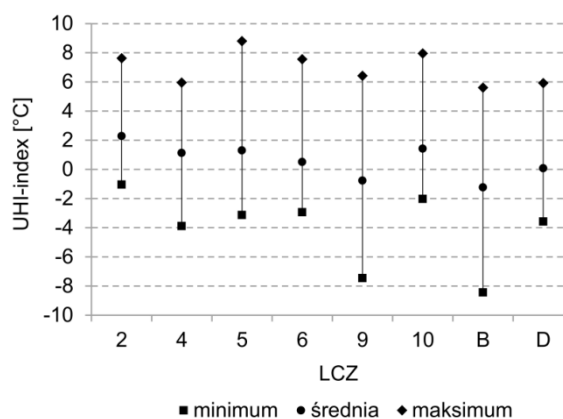
Obszary zadrzewione – zarówno polany leśne, jak i teren ogrodu botanicznego (Powsin, nr 29) – cechuje temperatura minimalna niższa w porównaniu z Okęciem. Wartość UHI-index waha się w tych punktach od –1,6°C do –1,0°C. Zakres wartości UHI-index jest tu największy; w Michalinie różnica pomiędzy najwyższą a najniższą wartością UHI-index sięga 14°C. Jest to stanowisko położone na polanie w obrębie rzadkiej zabudowy śródlądowej, na terasie nadzalewowej Wisły, dlatego jest narażone na silne wychłodzenie nocne (rys. 2).

Średnia wartość UHI-index na stacji meteorologicznej w Legionowie wynosi 0,1°C, choć bywa, że sięga 5,9°C lub jedynie –3,6°C. W sumie różnica temperatury minimalnej między stacjami IMGW-PIB na Okęciu i w Legionowie jest niewielka.

Jedynym stanowiskiem, które było zawsze cieplejsze od stacji Warszawa-Okęcie i na którym

wartość UHI-index nigdy nie była ujemna, był punkt Hoża położony w ścisłym centrum miasta.

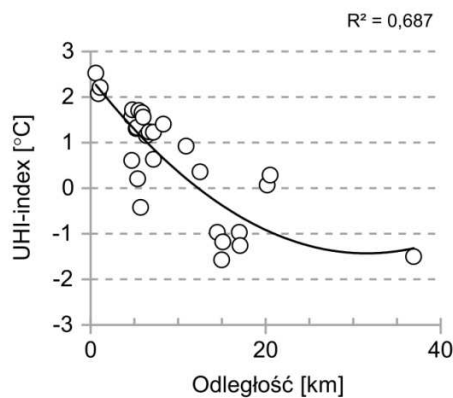
Wartości UHI-index uśrednione w typach LCZ wyraźnie pokazują spadek średnich wartości wraz ze zmniejszeniem gęstości zabudowy i wzrostem udziału terenów biologicznie czynnych (rys. 3). W dwóch typach LCZ (9 i B) notowane są zarówno najniższe wartości UHI-index, jak i największy jego zakres.



Rys. 3. Średnia roczna, maksymalna i minimalna wartość UHI-index uśredniona dla poszczególnych typów LCZ

Yearly mean, minimum and maximum UHI-index averaged for specific types of *Local Climate Zones*

Natężenie miejskiej wyspy ciepła w dużym stopniu zależy od odległości od centrum miasta (środek ronda R. Dmowskiego), z którą wiąże się rodzaj zabudowy. Zależność tą podkreśla wysoki współczynnik determinacji równy 0,687 (rys. 4). Na trzech stacjach położonych w odległości do ok. 1 km od centrum średnie wartości UHI-index przewyższają 2°C. W odległości od 4,7 do 10,0 km znajduje się łącznie 15 stacji, które łączą się w dwie grupy. Osiedla mieszkaniowe o zabudowie średniej wysokości (głównie typ LCZ 5) cechują się zbliżonymi wartościami UHI-index od 1,0 do 1,7°C. Mniejsze natężenie MWC występuje na osiedlach domów jednorodzinnych, w obrębie niskiej zabudowy miejskiej, ale też na stacjach usytuowanych na obrzeżach osiedli mieszkaniowych, w pobliżu terenów otwartych. Kolejna grupa stacji, o średnich rocznych wartościach UHI-index od –1,0 do –1,6°C, jest oddalona od centrum o 14,5–17,0 km i składa się ze stacji położonych w obszarze zadrzewionym (typ „B” LCZ) oraz dwóch stacji z zabudową mieszkalną o charakterze podmiejskim (typ „9” LCZ).



Rys. 4. Średni roczny UHI-index w zależności od odległości od centrum Warszawy

Average UHI-index and the distance from the city centre

Linia regresji osiąga wartość UHI-index 0°C w odległości ok. 13 km od centrum miasta, co oznacza, że w większości stacje położone dalej były chłodniejsze niż Warszawa-Okęcie.

Innym sposobem prezentacji natężenia MWC jest przebieg średnich wartości UHI-index w poszczególnych typach *LCZ* w dłuższym okresie. Na rysunku 5 przedstawiono przebieg codziennych wartości UHI-index w typach *LCZ* zimą (styczeń–luty 2012 roku) i latem (lipiec–sierpień 2012 roku). Początek stycznia 2012 roku był bardzo ciepły – wartość temperatury powietrza sięgała 10°C , a Warszawa znajdowała się pod wpływem głębokiego układu niżowego, z którym wiązało się występowanie silnego wiatru. MWC była słaba, a zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi punktami miasta było znikome, sięgające $1,5^{\circ}\text{C}$. W połowie miesiąca, wraz z krótkotrwałym spadkiem temperatury w masie powietrza polarnomorskiego starego, wartość UHI-index wzrosła do $3,5\text{--}4,7^{\circ}\text{C}$, ale zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi stanowiskami zwiększyło się nieznacznie – do $4,4^{\circ}\text{C}$. Sytuacja zmieniła się 24 stycznia, gdy wraz z rozwojem układu wyżowego, napływem masy powietrza arktycznego i spadkiem temperatury do -25°C , zwiększyło się zróżnicowanie termiczne w Warszawie. Najcieplejsza była wówczas gęsta zabudowa śródmiejska, gdzie wartość UHI-index osiągnęła $6,7^{\circ}\text{C}$. W typach *LCZ* 4 i 5, czyli na osiedlach mieszkaniowych różnych rodzajów, wartości UHI-index były podobne, wyższe od 0°C . Najchłodniejsze były tereny podmiejskiej zabudowy jednorodzinnej oraz obszary zadrzewione. Każdy wzrost temperatury powietrza, związany z przejściem ciepłego frontu atmosferycznego (7 i 24 lutego) i wkroczeniem strefy opadów, prowadził do zaniku miejskiej wyspy

ciepła. Największa wartość amplitudy UHI-index, w styczniu i lutym 2012 roku, prezentująca kontrasty termiczne pomiędzy poszczególnymi typami klimatu lokalnego w aglomeracji warszawskiej, wyniosła $8,4^{\circ}\text{C}$ (12 lutego) i wystąpiła pomiędzy typami *LCZ* 2 i *LCZ* 9 (rys. 5a).

Zmiany sytuacji synoptycznej latem nie mają tak bezpośredniego i szybkiego odzwierciedlenia w intensywności miejskiej wyspy ciepła, choć panowanie bezchmurnej pogody znajduje odbicie we wzroście kontrastów termicznych. Podobnie jak w ciągu całego roku najcieplejsza jest gęsta zabudowa w centrum miasta, wśród której wartość UHI-index sięgała $6,3^{\circ}\text{C}$. Najchłodniejsze są zazwyczaj obszary zadrzewione (UHI-index do $-4,5^{\circ}\text{C}$) oraz tereny zabudowy podmiejskiej (UHI-index do $-4,3^{\circ}\text{C}$). Największa wartość amplitudy UHI-index, która wystąpiła latem 2012 roku, wyniosła $8,7^{\circ}\text{C}$ (24.08) i w tym przypadku również związana była z typami *LCZ* 2 i *LCZ* 9 (rys. 5b).

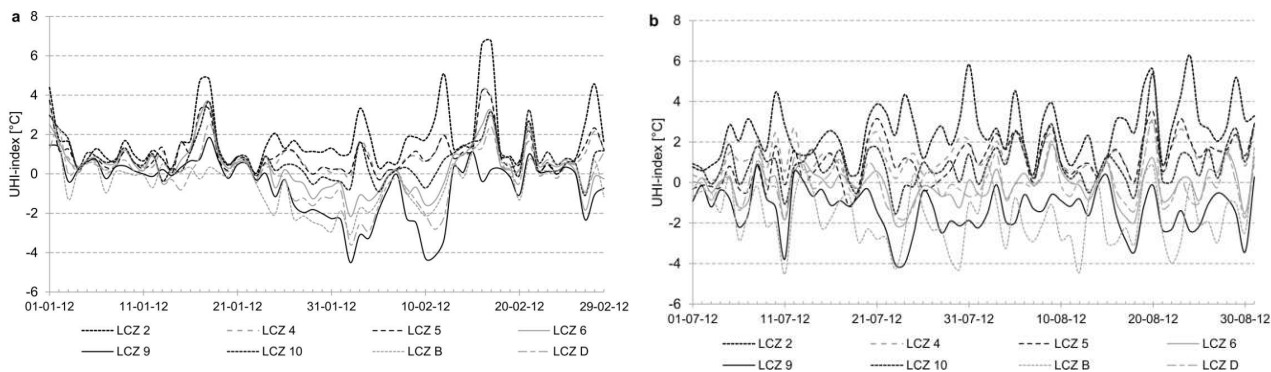
Intensywność miejskiej wyspy ciepła zależy od pory dnia, ale także od pory roku (i związanej z nią długości dnia) oraz od ogólnej sytuacji synoptycznej. MWC występuje między zachodem a wschodem Słońca, a największe natężenie osiąga w drugiej części nocy i w godzinach około świtu. W ciągu dnia różnice termiczne pomiędzy miastem i terenem pozamiejskim maleją.

Zmienność miejskiej wyspy ciepła w ciągu doby obrazują przykłady kilkudniowych, jednoczesnych przebiegów średniej godzinnej temperatury powietrza z trzech stacji wyznaczających profil od centrum Warszawy po jej lewobrzeżne przedmieścia na południowym krańcu miasta (rys. 6). Punkt Hoża (*LCZ* 2) usytuowany jest w ścisłym centrum miasta, w otoczeniu 5–8-kondygnacyjnych budynków. Stanowisko Powsin (*LCZ* B) zlokalizowane jest na polanie przy granicy miasta, na terenie Ogrodu Botanicznego PAN. Punkt Orzycka (*LCZ* 5) znajduje się na Mokotowie, w połowie dystansu pomiędzy centrum miasta i jego obrzeżami, na terenie osiedla mieszkaniowego z lat 50–70. XX wieku (tab. 2). Do analizy wybrano przykłady z półroczia chłodnego i ciepłego, w których miejska wyspa ciepła była dobrze wykształcona oraz jeden okres, gdy nie występowała.

W lutym 2011 roku, w arktycznej masie powietrza, kiedy temperatura przez całą dobę nie przekraczała -5°C , temperatura przy ul. Hożej i Orzyckiej była zbliżona, z niewielkim uprzywilejowaniem centrum miasta w godzinach nocnych. Wyraźnie odbiegał od nich przebieg tempe-

ratury na stacji w Powsinie. Intensywność MWC w nocy z 21 na 22 lutego dwukrotnie osiągnęła $4,5^{\circ}\text{C}$ – o godz. 23.00 oraz o godz. 3.00 czasu lokalnego. MWC o natężeniu powyżej $3,0^{\circ}\text{C}$ utrzymywała się do godz. 7.00. Około godz.

10.00–11.00 następowało zrównanie temperatury w mieście i poza nim, po czym w godzinach 11.00–14.00 centrum miasta stawało się chłodniejsze, nawet o $1,5^{\circ}\text{C}$ (rys. 6a).



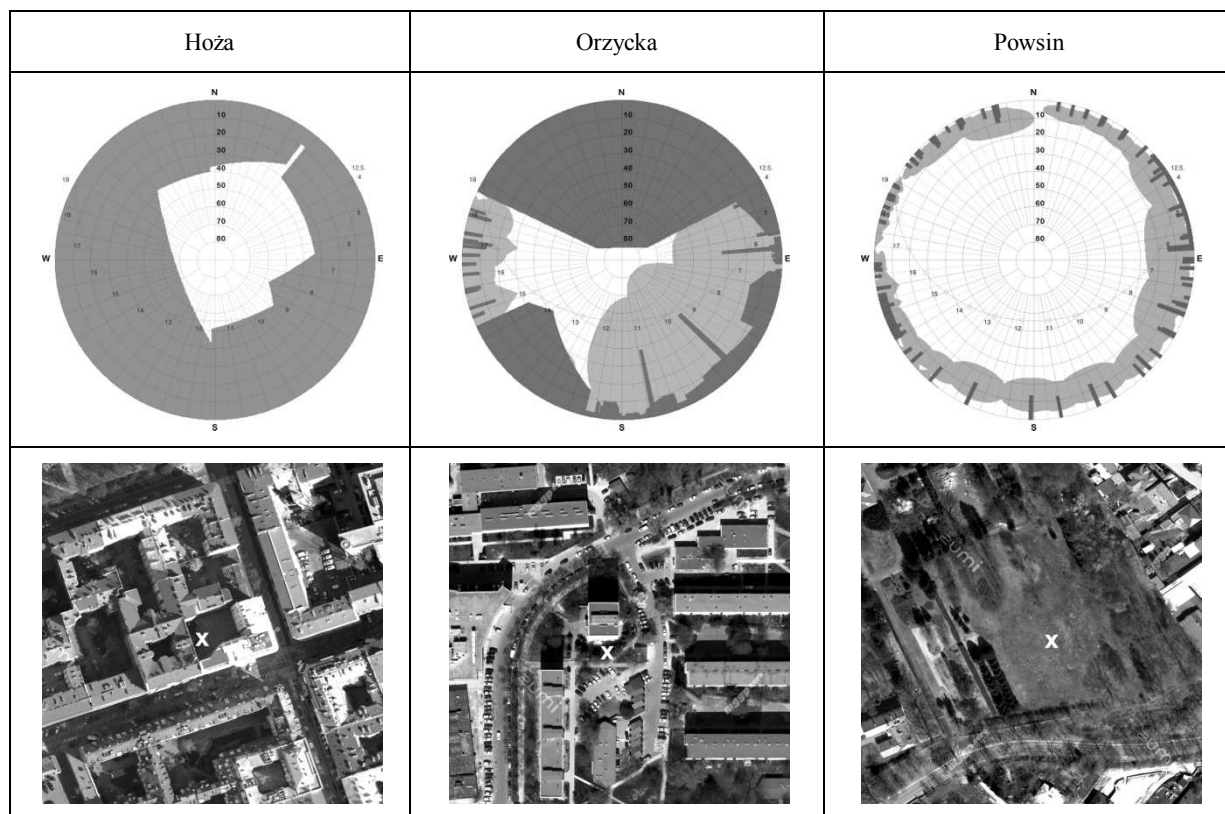
Rys. 5. Przebieg wartości UHI-index w dwóch wybranych miesiącach zimy (a) i lata (b) 2012 roku

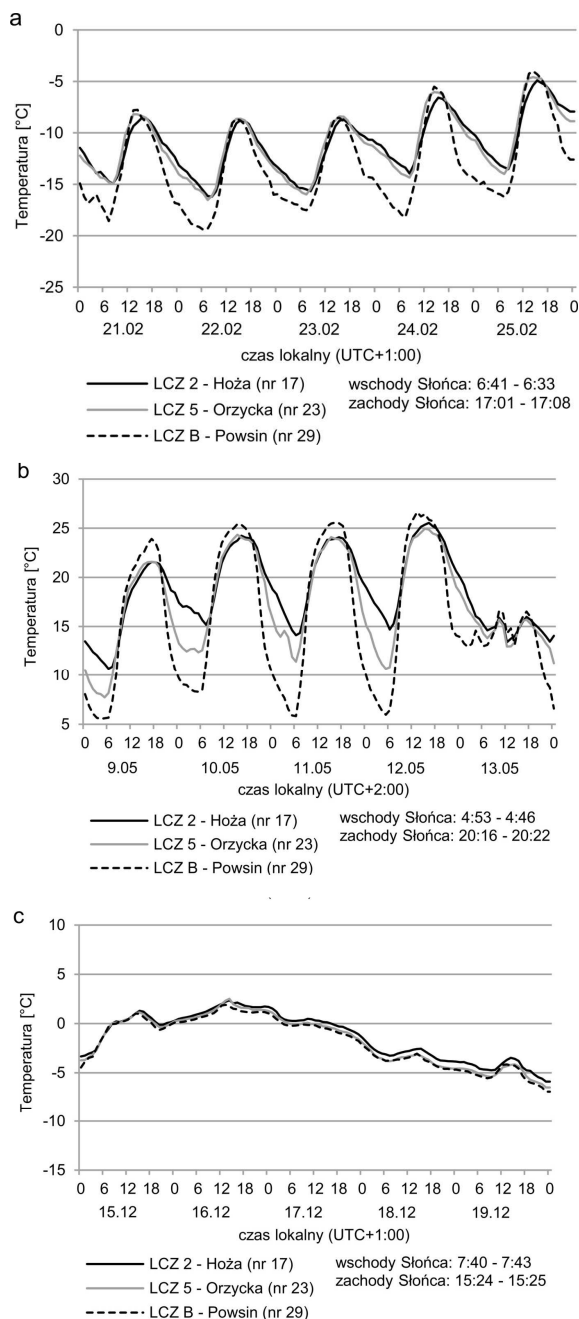
The course of the UHI-index values in two chosen months of winter (a) and summer (b) 2012

Tabela 2

Charakterystyka trzech wybranych punktów pomiarowych: zasłonięcie horyzontu dla 12 maja 2011 roku oraz zdjęcie lotnicze otoczenia punktów pomiarowych (oznaczonych jako X) (dane lotnicze: www.zumi.pl)

Horizon limitations by obstacles and the sun orbit on May 12, 2012 for three points and the aerial view of their surroundings





Rys. 6. Przebieg dobowy średniej godzinnej temperatury powietrza w wybranych punktach (Hoża, Orzycka, Powsin) w dniach: 21–25.02.2011 (a), 9–13.05.2011 (b) i 15–19.12.2012 (c)

Diurnal courses of hourly average air temperatures for 3 selected posts (Hoża, Orzycka, Powsin) on: February 21–25, 2011 (a), May 9–13, 2011 (b), December 15–19, 2012 (c)

W maju 2011 roku, w masie powietrza polarnego morskiego, podczas słonecznej, bezchmurnej pogody, w nocy z 11 na 12 maja, miejska wyspa ciepła o godz. 4.00 osiągnęła 9,9°C. Podczas każdej nocy tego okresu w godzinach od 2.00 do 5.00–6.00 rano intensywność MWC

przewyższała 8,0°C (rys. 6b). W ciągu dnia, od godz. 9.00 do 17.00–18.00 w zacienionych obszarach centrum miasta notowano temperaturę niższą nawet o 2,2°C w stosunku do temperatury w Powsinie. Przykład ten potwierdza zjawisko zmniejszania wychłodzenia nocnego w centrum miasta i zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury powietrza wraz ze spadkiem udziału terenów biologicznie czynnych oraz wzrostem intensywności zabudowy. Na obrzeżach miasta, w Powsinie (TBC 77%), temperatura minimalna w analizowanym okresie sięgnęła 5,8°C, zaś na stanowisku Hoża (TBC 16%) 11,4°C. Temperatura maksymalna zaś osiągnęła 26,6°C w Powsinie i 25,5°C na Hożej. Tym samym amplituda dobowa temperatury powietrza była znacznie wyższa na polanie w ogrodzie botanicznym (20,8°C), która silniej nagrzewała się w ciągu dnia i intensywniej wychładzała w ciągu nocy, w porównaniu z terenami w centrum miasta (14,1°C). W okresie upałów duża amplituda temperatury powietrza w terenie podmiejskim sprzyjała nocnej regeneracji organizmu, który silnie nagrzewał się w ciągu dnia. Na omawianych stacjach wzrosty temperatury powietrza mają podobny przebieg i nachylenie, ale spadki temperatury w Powsinie są bardziej strome, szybsze w porównaniu do Hożej i Orzyckiej. Jest to potwierdzeniem opóźnienia nocnego wychładzania obszarów gęsto zabudowanych w porównaniu do obszarów pozamiejskich (rys. 6b).

Istnieją sytuacje, w których MWC zaznacza się w Warszawie bardzo słabo lub wcale. W dniach 15–17 grudnia 2011 roku, w masie powietrza polarnego morskiego, przy dużym zachmurzeniu nieba i prędkości wiatru 2–8 m·s⁻¹, przebieg temperatury powietrza na wszystkich stacjach był zbliżony, z niewielkim, niezależnym od pory dnia, uprzywilejowaniem termicznym centrum miasta (rys. 6c).

Analizowane przebiegi średniej godzinnej wartości temperatury powietrza wyraźnie wskazują na przesuwanie się największego natężenia MWC w zależności od godziny zachodu i wschodu Słońca.

Dyskusja wyników i wnioski

W Warszawie, zburzonej podczas II wojny światowej, badanie wpływu rozwoju odbudowywanego miasta na warunki termiczne mogłoby przynieść ciekawe wyniki, jednak w owych czasach pomiary temperatury powietrza prowadzone były tylko w nielicznych punktach. Analiza tem-

peratury powietrza z 1960 roku w czterech punktach: Uniwersytet (ul. Krakowskie Przedmieście), Obserwatorium (Ogród Botaniczny UW, ul. Aleje Ujazdowskie), Bielany (ul. Podleśna) i Okęcie, które w owym czasie było prawdziwie zamiejską stacją, wykazała, że w stosunku do Okęcia, w Obserwatorium, temperatura była wyższa o 0,3°C, na Bielanych o 0,4°C, zaś na Uniwersytecie o 0,8°C. Zaznaczyła się tym samym nie tylko miejska wyspa ciepła, ale także obniżenie temperatury powietrza w jej obrębie, obserwowane w Ogrodzie Botanicznym oraz otaczającym go parku (Kossowska 1973, 1976; Kossowska-Cezak 1998). W latach 1961–1980 średnia roczna temperatura powietrza w Warszawie wynosiła około 8°C, przy czym w centrum miasta była o 1,0°C wyższa niż na peryferiach. Nieco większe różnice cechowały temperaturę minimalną: w północy ciepłym wynosiły średnio 1,5°C (Kozłowska-Szczęśna i in. 1996).

Wraz z intensyfikacją zabudowy centrum oraz rozwojem całego miasta wzrosło natężenie zjawiska miejskiej wyspy ciepła. W latach 2002–2011 średnia roczna temperatura powietrza na Okęciu wyniosła 8,9°C, zaś w intensywnie zabudowanym centrum Warszawy aż 10,9°C, zatem średnie roczne natężenie MWC wyniosło 2°C i było dwukrotnie wyższe w stosunku do lat 1961–1980 (Błażejczyk i in. 2014).

Interesujące jest, że często w ciągu dnia, zwłaszcza latem, temperatura powietrza w ścisłym centrum Warszawy, ale także innych dużych miast zabudowanych wysokimi budynkami, z licznymi kanionami ulicznymi i rozległymi obszarami zacienionymi, bywa niższa od notowanej na dobrze nasłonecznionych obszarach leżących poza miastem (Landsberg 1981; Oke 1982; Voogt 2002). Nie odzwierciedla to warunków odczucia ciepła, na które składa się dodatkowo głównie ruch powietrza. Wiatr jest zazwyczaj większy poza miastem i obniża temperaturę odczuwalną. Jednak najwyższe notowane wartości temperatury powietrza na odsłoniętych obszarach pozamiejskich są często wyższe niż w zacienionych i „dusznych” strukturach miejskich (Kuchcik i in. 2015).

Badania z lat 80. XX wieku opisywały największe natężenie miejskiej wyspy ciepła sięgające 7°C w Krakowie i 6°C w Łodzi (Kłysik 1985; Lewińska 2000). Odnosząc średnie natężenie miejskiej wyspy ciepła do typów zabudowy w Łodzi, w zabudowie śródmiejskiej natężenie MWC wynosiło 1,1°C, a w Krakowie sięgało 1,6°C. W zabudowie średniowysokiej, luźnej, otwartej w obu miastach, wynosiło 0,5–0,6°C (Fortini 1985), jednak już pod koniec

lat 90. XX wieku średnie natężenie MWC w centrum Łodzi wynosiło ponad 2°C, a często przewyższało 3°C (Fortuniak 2003).

Dokumentowane w późniejszych latach maksymalne natężenie MWC, określone na podstawie jednoczesnych wartości temperatury, sięgało 8–9°C we Wrocławiu (Dubicka, Szymanowski 2003; Szymanowski 2004), 10°C w Warszawie (Wawer 1995; Błażejczyk i in. 2014) i 12°C w Łodzi (Fortuniak 2003), jednak różnicowanie termiczne miast bywa – przy korzystnych warunkach synoptycznych – prawdopodobnie jeszcze większe.

Zastosowanie zuniwersalizowanej metodyki w postaci *Local Climate Zones* nie gwarantuje porównywalności wyników. Problemem jest przede wszystkim skala przestrzenna otoczenia danego miejsca i zróżnicowanie środowiska dookoła niego. Czy jest to obszar o powierzchni 4 ha czy 100 ha? Jak dalece jest on homogeniczny? (Bechtel i in. 2015; Lehnert i in. 2015). Układ przestrzenny i zagospodarowanie miast amerykańskich oraz tamtejszych terenów pozamiejskich jest całkowicie odmienny od europejskich.

Idea *Local Climate Zones* wykorzystywana była w badaniach klimatu lokalnego obszarów zurbanizowanych w różnych częściach świata – zarówno w aspekcie badań miejskiej wyspy ciepła, jak miało to miejsce w przypadku Krakowa (Bokwa i in. 2015), Hong Kongu (Zheng i in. 2015) i Singapuru (Ng 2015), jak i innych elementów klimatu miasta – m.in. w Nowym Sadzie (Savić i in. 2013), Phoenix (Middel i in. 2014) i Ołomuńcu (Lehnert i in. 2015). Badania te pokazują, że porównywanie natężenia miejskiej wyspy ciepła także w odniesieniu do *LCZ* może być problematyczne, co związane jest z wykorzystaniem różnych wskaźników jej intensywności. W niniejszym opracowaniu miarą natężenia MWC była różnica minimalnej temperatury powietrza pomiędzy danym stanowiskiem a stacją lotniskową Warszawa-Okęcie. W pracy dotyczącej obszaru Krakowa do analizy rozwoju miejskiej wyspy ciepła w różnych *LCZ* obliczono średnią temperaturę z pierwszej części nocy. Badania wskazują na niejasny związek pomiędzy poszczególnymi typami *LCZ* i intensywnością miejskiej wyspy ciepła, co w Krakowie związane jest ze zróżnicowaną rzeźbą terenu i zaburzeniami, jakie ona powoduje.

Z kolei opracowania dotyczące Singapuru i Ołomuńca potwierdzają wyniki uzyskane przez autorów niniejszej pracy. W badaniach dotyczących Singapuru wskazano na występowanie

różnic w intensywności miejskiej wyspy ciepła pomiędzy typami LCZ 1, 4 i 9, przy czym w typie LCZ 9 intensywność zjawiska była najmniejsza. Interesującym jest fakt, że typ LCZ 4 (wysoka, rozproszona zabudowa mieszkaniowa) był średnio cieplejszy niż typ LCZ 1 (wysoka, zwarta zabudowa śródmiejska tzw. *Central Business District*), co potwierdza, że obszary centrów miast, zacienione wysokimi, gęsto rozmieszczonymi budynkami, w przygruntowej warstwie atmosfery mogą nagrzewać się słabiej niż obszary nieosłonięte przed dostępem bezpośredniego promieniowania słonecznego. Na przykładzie Ołomuńca stwierdzono, że nocą temperatura powietrza w punktach reprezentujących zwartą zabudowę śródmiejską średniej wysokości (typ LCZ 2) była wyższa niż w obszarach osiedli mieszkaniowych (typ LCZ 4, 5, 6), zabudowy jednorodzinnej (typ LCZ 9) i na przedmieściach (typ LCZ B). Dla godzin dziennych zauważono podobne prawidłowości jak w Warszawie, które wskazywały na możliwość występowania wyższych maksimum temperatury powietrza w typie LCZ D niż w typach LCZ 4, 5, 6 oraz LCZ 2.

Literatura

- Ali-Toudert Fazia, Helmut Mayer. 2007. „Effects of asymmetry, galleries, overhanging facades and vegetation on thermal comfort in urban street canyons”. *Solar Energy* 81 (6): 742-754.
- Arnfield John. 2003. „Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island”. *International Journal of Climatology* 23 (1): 1-26.
- Bechtel Benjamin, Paul J. Alexander, Jürgen Böhrer, Jason Ching, Olaf Conrad, Johannes Feddema, Gerald Mills, Linda See, Iain A. Stewart. 2015. „Mapping Local Climate Zones for a Worldwide Database of the Form and Function of Cities”. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 4 (1): 199-219.
- Błażejczyk Krzysztof. 2002. „Znaczenie czynników cyrkulacyjnych i lokalnych w kształtowaniu klimatu i bioklimatu aglomeracji warszawskiej”. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 26: 1-160.
- Błażejczyk Krzysztof, Magdalena Kuchcik, Paweł Milewski, Wojciech Dudek, Beata Kręcisz, Anna Błażejczyk, Jakub Szmyd, Bożena Degórska, Cezary Pałczyński. 2014. *Miejska wyspa ciepła w Warszawie: uwarunkowania klimatyczne i urbanistyczne*. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Wydawnictwo Akademickie SEDNO.
- Błażejczyk Krzysztof, Anna Kunert. 2006. Differentiation of bioclimatic conditions of urban areas (the case of Poland). W: *6th International Conference on Urban Climate, June 12-16 2006, Göteborg, Sweden. Preprints*, 213-216. Göteborg: Urban Climate Group, Department of Geosciences, Göteborg University.
- Bokwa Anita, Monika J. Hajto, Jakub P. Walawender, Mariusz Szymanowski. 2015. „Influence of diversified relief on the urban heat island in the city of Kraków, Poland”. *Theoretical and Applied Climatology* 122 (1): 365-382.
- Dubicka Maria, Mariusz Szymanowski. 2003. Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu – struktura przestrzenna i czasowa. W: Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk, Magdalena Kuchcik (red.) *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych. Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 188: 145-165.
- Erell Evyatar, David Pearlmutter, Terry Williamson. 2011. *Urban Microclimate: Designing the Spaces Between Buildings*. London: Routledge.
- Fortini Jolanta. 1985. Wpływ rzeźby terenu i zabudowy mieszkaniowej na kształtowanie się warunków klimatu lokalnego. Warszawa: Instytut Kształtowania Środowiska.
- Fortuniak Krzysztof. 2003. *Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne*. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Fortuniak Krzysztof, Kazimierz Kłysik, Joanna Wigbig. 2006. „Urban-rural contrasts of meteorological parameters in Łódź”. *Theoretical and Applied Climatology* 84 (1): 91-101.
- Kłysik Kazimierz. 1985. „Wpływ struktury termiczno-wilgotnościowej przyziemnych warstw powietrza na klimat lokalny w wybranych warunkach terenowych”. *Acta Geographica Lodziensia* 49: 1-119.
- Kłysik Kazimierz, Krzysztof Fortuniak. 1999. „Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland”. *Atmospheric Environment* 33 (24-25): 3885-3895.
- Kossowska Urszula. 1973. „Osobliwości klimatu wielkomiejskiego na przykładzie Warszawy”. *Prace i Studia Instytutu Geograficznego UW. Klimatologia* 7: 141-185.
- Kossowska Urszula. 1976. „Zmiany roczne różnic temperatury powietrza między śródmieściem i peryferiami Warszawy”. *Prace i Studia Instytutu Geograficznego UW. Klimatologia* 8: 113-120.
- Kossowska-Cezak Urszula. 1998. Wpływ rozwoju terytorialnego Warszawy na warunki termiczne. W: Kazimierz Kłysik (red.) *Klimat i bioklimat miast. Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica* 3: 51-57.

- Kozłowska-Szczęśna Teresa, Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk. 1996. Środowisko fizycznogeograficzne w Warszawie: niektóre zagadnienia. Atlas Warszawy, zeszyt 4. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Kuchcik Magdalena. 2003. Topoclimatic conditions at various urban structures in Warsaw. W: Jerzy L. Pyka, Maria Dubicka, Anna Szczepankiewicz-Szmyrka, Mieczysław Sobik, Marek Błaś (red.) *Man and Climate in the 20th Century. Acta Universitatis Wratislaviensis* 2542, *Studia Geograficzne* 75: 484-492.
- Kuchcik Magdalena, Krzysztof Błażejczyk, Paweł Milewski, Jakub Szmyd. 2015. Zagospodarowanie terenu a zróżnicowanie termiczne Warszawy. W: Anna Kalinowska (red.) *Miasto idealne – miasto zrównoważone. Planowanie przestrzenne terenów zurbanizowanych i jego wpływ na ograniczenie skutków zmian klimatu*, 153-158. Warszawa: Uniwersyteckie Centrum Badań nad Środowiskiem Przyrodniczym i Zrównoważonym Rozwojem.
- Landsberg Helmut E. 1981. *The urban climate*. New York: Academic Press.
- Lehnert Michal, Jan Geletič, Jan Husák, Miroslav Vysoudil. 2015. „Urban field classification by “local climate zones” in a medium-sized Central European city: the case of Olomouc (Czech Republic)”. *Theoretical and Applied Climatology* 122 (3): 531-541.
- Lewińska Janina. 2000. *Klimat miasta: zasoby, zagrożenia, kształtowanie*. Kraków: Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, Oddział w Krakowie.
- Lindberg Fredrik, Christine Susan B. Grimmond, Nithyanandam Yogeswaran, Simone Kotthaus, Lucy Allen. 2013. „Impact of city changes and weather on anthropogenic heat flux in Europe 1995-2015”. *Urban Climate* 4: 1-15.
- Matzarakis Andreas. 2010. RayMan. <http://www.urbanclimate.net/rayman/>. [dostęp 31.10.2011]
- Middel Ariane, Kathrin Häb, Anthony J. Brazel, Chris A. Martin, Subhrajit Guhathakurtae. 2014. „Impact of urban form and design on mid-afternoon microclimate in Phoenix Local Climate Zones”. *Landscape and Urban Planning* 122: 16-28.
- Ng Yvonne X. Y. 2015. „A study of Urban Heat Island using “Local Climate Zones” – the case of Singapore”. *British Journal of Environment & Climate Change* 5 (2): 116-133.
- Oke Timothy R. 1973. „City size and the urban heat island”. *Atmospheric Environment (1967)* 7 (8): 769-779.
- Oke Timothy R. 1982. „The energetic basis of the urban heat island”. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* 108 (455): 1-24.
- Oke Timothy R. 1987. *Boundary Layer Climates*. London: Routledge.
- Park Hye-Sook. 1987. Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments. Environmental Research Center Papers, 11. Ibaraki, Japan: University of Tsukuba.
- Savić Stevan, Dragan Milošević, Lazar Lazić, Vladimir Marković, Daniela Arsenović, Dragoslav Pavić. 2013. „Classifying Urban Meteorological Stations Sites by “Local Climate Zones””: Preliminary Results for the City of Novi Sad (Serbia). *Geographica Pannonica* 17 (3): 60-68.
- Stewart Iain D. 2011a. *Redefining the urban heat island*. Vancouver: University of British Columbia, Department of Geography (rozprawa doktorska).
- Stewart Iain D. 2011b. „A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature”. *International Journal of Climatology* 31 (2): 200-217.
- Stewart Iain D., Timothy R. Oke. 2012. „Local Climate Zones for urban temperature studies”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93 (12): 1879-1900.
- Stewart Iain D., Timothy R. Oke, E. Scott Krayenhoff. 2014. „Evaluation of the ‘local climate zone’ scheme using temperature observations and model simulations”. *International Journal of Climatology* 34 (4): 1062-1080.
- Szulczewska Barbara. 2015. *Osiedla mieszkaniowe w strukturze przyrodniczej miasta*. Warszawa: Wydawnictwo SGGW.
- Szulczewska Barbara, Renata Giedych, Jacek Borowski, Magdalena Kuchcik, Piotr Sikorski, Anna Mazurkiewicz, Tomasz Stańczyk. 2014. „How much green is needed for a vital neighbourhood? In search for empirical evidence”. *Land Use Policy* 38: 330-345.
- Szymanowski Mariusz. 2004. „Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 2690, Studia Geograficzne* 77: 1-229.
- Taniguchi Makoto, William Burnett, Gayl Ness. 2008. „Integrated research on subsurface environments in Asian urban areas”. *Science of The Total Environment* 404 (2-3): 377-392.
- Voogt James A. 2002. *Urban heat island*. W: Ted Munn (red.) *Encyclopedia of Global Environmental Change*, 660-666. Chichester: Wiley.
- Wawer Jolanta. 1995. *Wpływ warunków pogodowych na intensywność miejskiej wyspy ciepła w Warszawie*. W: Kazimierz Kłysik (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 71-78. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Wawer Jolanta. 1997. „Miejska wyspa ciepła w Warszawie”. *Prace i Studia Geograficzne* 20: 105-197.

Zheng Yingsheng, Chao Ren, Yuan Shi, Kevin Ka-Lun, Steve H.L. Yim, Derrick Y.F. Lai, Justin Ho, Edward Ng. 2015. Applying „Local Climate Zone (LCZ)” into a High-density High-rise Cities – A Pilot Study in Hong Kong. W: *9th International Conference on Urban Climate jointly with 12th Symposium on the Urban Environment, 20-24 July 2015, Toulouse, France, Presentations*. https://www.conftool.com/icuc9/index.php/GD3-1-4501432_a.pdf?page=downloadPaper&filename=GD3-1-4501432_a.pdf&form_id=450&form_version=final. [dostęp 03.04.2016]

Summary

The Urban Heat Island is defined as a relative increase in the temperature of the near-surface atmospheric layer within cities relative to the surrounding rural areas (Oke 1987; Błażejczyk 2002; Fortuniak 2003). UHI is observed in many big cities all over the world (Oke 1973; Park 1987; Stewart 2011a) but also in small cities, with population of less than 3,500 people (Błażejczyk, Kunert 2006).

There are many causes of the UHI, but the most important one is the change of land use and high ratio of impervious surface fraction and this is why over the last decade there were many attempts to bind specific urban features with different climatic conditions which exist within the city (Kuchcik 2003; Taniguchi *et al.* 2008; Erell *et al.* 2011; Szulczewska 2015). The effort to find a universal definition of the mosaic of city climates lately resulted in the *Local Climate Zones* method established on the example of Canadian cities. It relied on examining many urban features such as building and impervious surface, terrain roughness, sky view factor etc. (Stewart 2011a, b; Stewart, Oke 2012).

The basis for the analysis of the urban heat island (UHI) was data from the monitoring network of thermal conditions in the Warsaw metropolitan area operated by IGSO PAS over the years 2011–2012. It comprises 28 stations complemented by one station of the Institute of Meteorology and Water Management (Okęcie) (Fig. 1). Each measurement point is defined by the distance from the city centre, ratio of biological vital areas, the index of building intensity and type of the Local Climate Zone (Tab. 1).

The data was collected as 10-minute averages. The lowest daily 10-minute average values of air temperature were accepted as minimum daily temperatures. The UHI was defined as the

difference between the minimum daily temperature at the measurement points and at the Okęcie airport station (No. 21), hereafter referred to as the UHI-index.

The highest UHI-indices were generally observed in compact midrise land-use types (up to 2.5°C), however, it can reach 7.6°C. Slightly lower UHI-indices were found inside open midrise and open high-rise settlements (up to 1.7°C). In compact low-rise and open low-rise, the UHI was weak (0.5–1.0°C). Within sparsely built districts and settlements with scattered trees, the UHI-index occasionally reached even 5.6°C as an effect of the high sky view factor but the average UHI-index had negative values. The only site which presents heavy industry is Żerań (No. 6), situated next to the Żerań Power Station in the northern part of the city and the UHI-index there is distinctly higher than at the other site situated nearby (No. 4) (Figs 2, 3).

On average, the greatest range of air temperature deviations from that of Okęcie airport station was recorded in Michalin (No. 28) and small cities outside of Warsaw, e.g., Tuszcz and Sulejówek. The lowest deviations were in Bokserska (No. 22), Langego (No. 24) and Kolo (No. 13), which are old housing estates on the left side of the Vistula with extensive green areas. This clearly shows the positive impact of vegetation on city climate.

UHI-index values are significantly dependant on the distance from the city centre. The highest are observed at a distance no higher than 1 km, the lowest about 14.5–17 km from the centre. This characteristic groups sites in a different way than the *Local Climate Zones*. On average, 13 km is the distance of disappearance of the urban heat island in Warsaw (Fig. 4).

Another type of a characteristic of the urban heat island is to compare the courses of the mean UHI-index for each *Local Climate Zone* taking into account also the synoptic situation. Four months are presented: January and February, July and August 2012. There were weeks in which the urban heat island in Warsaw was hardly observed (especially in winter) and the weather was steered by a cyclonic synoptic situation. The thermal differentiation was rising while a change into anticyclonic situation was established. The highest amplitude of the UHI-index was 8.4°C in winter and 8.7°C in summer and appeared between the compact midrise in the city centre and sparsely built areas (Fig. 5a, b).

To illustrate diurnal changes of UHI and its characteristics in areas at a varying distance

from the city centre and *Local Climate Zones*, we examined daily courses of hourly air temperature for 5-day periods in various seasons. Three stations were chosen: Hoża (No. 17) – from the exact city centre, the point is situated in a small courtyard surrounded by 6-8 floor buildings; Orzycka (No. 23) – housing estate half way between the outskirts and the city centre as well as Powsin (No. 29) – situated in the clearing in a botanical garden, on the border of the city (Tab. 2, Fig. 1).

The figures show well developed urban heat islands during the winter and summer season and the situation without UHI (Fig. 6). As for the time of occurrence of the UHI, we have found the hours to be from 8–10 PM to 4–7 AM, depending on the season.

In winter, the air temperature on Hoża and Orzycka are similar and Powsin is outstandingly cooler (up to 4.5°C). Such values persisted usu-

ally from 10 PM to 3 or even 7 AM local time (UTC+1.00) (Fig. 6a).

In May, the UHI reached 9.9°C under one air mass and clear weather. The differentiation between the city centre and the housing estate placed equidistant from the outskirts and the city centre is growing. The most intensive UHI occurred from 2 AM to 6 AM. During the day, between 9 AM and 5 PM in the shaded areas of the city centre, the air temperature was even 2.2°C lower than in a sunny clearing on the outskirts. At compared stations, the rises of air temperature are of similar shape and inclination, however, the falls of air temperature on the outskirts are much steeper than in the city centre. This phenomenon is an example of a delay of cooling-down of a densely built, ‘concrete’ city centre in comparison with the periphery (Fig. 6b).

**WPLYW ZRÓŻNICOWANEJ DYNAMIKI ZMIAN URBANIZACYJNYCH
NA TENDENCJE TEMPERATURY POWIETRZA
W AGLOMERACJI WARSZAWSKIEJ W LATACH 1961–2010**

**The influence of changes in urbanization on the air temperature trends
in Warsaw agglomeration in the period of 1961–2010**

**TOMASZ ROZBICKI*, MAŁGORZATA KLENIEWSKA*, GRZEGORZ MAJEWSKI*,
KATARZYNA ROZBICKA*, DARIUSZ GOŁASZEWSKI***

Zarys treści. Celem pracy jest przedstawienie wpływu zmian urbanizacyjnych poprzez pokazanie zróżnicowania wieloletnich zmian temperatury powietrza na trzech stacjach meteorologicznych położonych na terenie Warszawy: Ursynów, Okęcie oraz Bielany. W odróżnieniu od stacji Ursynów, której otoczenie zmieniało się w ostatnich 50 latach w sposób istotny, wokół stacji na Okęciu i na Bielanych tak znaczących zmian nie odnotowano. Dane źródłowe wykorzystane w pracy obejmują średnie dobowe wartości temperatury powietrza, wartości temperatury minimalnej i maksymalnej. Analizowano trendy temperatury średniej rocznej, średniej miesięcznej oraz temperatury średniej maksymalnej i minimalnej rocznej i miesięcznej w całym wieloleciu 1961–2010. Stwierdzono istotny trend warunków termicznych na stacji Ursynów w przypadku temperatury średniej i minimalnej miesięcznej.

Słowa kluczowe: trend temperatury, aglomeracja warszawska, Ursynów, zmiany klimatu, klimat lokalny

Abstract. The aim of this work is to present the influence of changes in urbanization by showing the variability of changes in long-term air temperature at three meteorological stations located in Warsaw: Ursynów, Okęcie and Bielany. Unlike the station Ursynów, where the surrounding area has changed significantly in the last 50 years, at the vicinity of the stations Okęcie and Bielany did not undergo such extensive transformations. Meteorological data used in the paper includes the values of average daily air temperature as well as the values of the daily maximum and minimum temperature. Trends in the annual average temperature, the average monthly temperature and the average maximum and minimum annual and monthly temperature for the period 1961–2010 were analyzed. A significant trend of thermal conditions at the Ursynów station for the average temperature and for the minimum monthly temperature has been observed.

Key words: air temperature trend, Warsaw agglomeration, Ursynów, climate changes, local climate

Wprowadzenie

Okolo połowa ludności świata żyje w miastach, a odsetek ten rośnie i do 2030 roku wyniesie 60%. Najbardziej dynamiczny wzrost populacji miejskiej w tym okresie nastąpi w krajach rozwijających się i będzie mieć tempo około dwa razy wyższe niż w krajach rozwiniętych (OECD 2008 za Hallegatte, Corfee-Morlot 2011). Zarówno ten czynnik, jak i rozbudowa przestrzeni miejskich skutkują bezpośrednio na zmianę właściwości przygruntowej warstwy atmosfery, zarówno nad aglomeracją miejską, jak i poza jej granicą, dlatego coraz więcej uwagi poświęca się na obserwacje i analizę klimatu

miast (Grimmond 2006). Badania prowadzi się w aspekcie zarówno klimatu lokalnego, mezo-klimatu, a także klimatu globalnego. W zakresie klimatu lokalnego badane są takie zagadnienia jak: zróżnicowanie dystrybucji energii w obszarach miejskich i modelowanie tego zjawiska (Masson 2006; Kanda 2007), zmiana warunków biometeorologicznych (Majewski i in. 2014; Müller i in. 2014). W aspekcie mezo-klimatycznym prowadzi się badania zróżnicowania termicznego pomiędzy miastem a obszarami przyległymi i związane z tym zjawisko miejskiej wyspy ciepła (Tayanç, Toros 1997; Kłysik, Fortuniak 1999; Stone 2007; Gołaszewski i in. 2010; Błażejczyk i in. 2014). Ocenia się także wpływ klimatu miejskiego jako przyczynę zmian urbanizacyjnych,

* Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Katedra Inżynierii Wodnej, Zakład Meteorologii i Klimatologii, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa; e-mail: tomasz_rozbicki@sggw.pl

potęgujących dodatkowo zmiany klimatyczne w skali globalnej (Easterling i in. 1997; McCarthy i in. 2010; Hallegatte, Corfee-Morlot 2011).

Niniejsza praca wpisuje się w nurt badań klimatu miasta w aspekcie lokalnym. Przedstawiono zróżnicowanie wieloletnich zmian temperatury powietrza na trzech stacjach meteorologicznych położonych na terenie Warszawy: Ursynów, Okęcie i Bielany oraz pokazano zmiany warunków termicznych podczas wieloletniego procesu urbanizacji na podstawie różnic temperatury pomiędzy analizowanymi stacjami. Stacja Ursynów została założona poza granicami administracyjnymi miasta, w obszarze rolniczym, a w wyniku procesów urbanizacyjnych, w okresie pięćdziesięciolecia 1961–2010, jej otoczenie zmieniało się. Stacja, bez zmiany swojej lokalizacji, stała się stacją miejską. W przypadku Okęcia i Bielan zmiany otoczenia były mniej istotne.

Problematykę warunków klimatycznych obszaru badań podejmowano w pracach dotyczących lokalnych warunków Ursynowa i Doliny Wisły. Są to opracowania odnoszące się do rocznej i sezonowej zmienności elementów meteorologicznych (Łykowski, Madany 1996a; Rozbicki, Gołaszewski 2003; Majewski i in. 2012, 2013; Majewski, Przewoźniczuk 2014) oraz stratyfikacji termicznej i wilgotności powietrza w przyziemnej atmosferze (Łykowski, Madany 1996b). Próba znalezienia wpływu dzielnicy miasta na opady atmosferyczne została wykonana przez Lorenc (1991) i Łykowskiego (2001). Kuchcik (2003) charakteryzuje topoklimatyczne warunki w niektórych dzielnicach w Warszawie, natomiast charakterystykę jakości i zanieczyszczeń powietrza na Ursynowie można

znaleźć w opracowaniach Rozbickiej i in. (2014), Majewskiego i Roguli-Kozłowskiej (2015) oraz Majewskiego i in. (2015)

Materiał i metoda

Dane pochodzą z trzech stacji meteorologicznych zlokalizowanych na obszarze aglomeracji warszawskiej: Bielany, Okęcie oraz Ursynów. Stacja meteorologiczna Bielany (współrzędne geograficzne: szerokość $\varphi = 52^{\circ}17'N$; długość $\lambda = 20^{\circ}57'E$ i wysokość $H = 101$ m n.p.m.) położona jest w obszarze zabudowanym w północnej części miasta przy Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Stacja meteorologiczna Okęcie ($\varphi = 52^{\circ}09'N$; $\lambda = 20^{\circ}59'E$; $H = 106$ m n.p.m.) zlokalizowana jest w kierunku południowo-zachodnim od centrum Warszawy. Jej najbliższe otoczenie to luźna i niska zabudowa, charakterystyczna dla przedmieścia aglomeracji i okolicy międzynarodowego portu lotniczego. Stacja meteorologiczna Zakładu Meteorologii i Klimatologii SGGW znajduje się na Ursynowie ($\varphi = 52^{\circ}09'N$; $\lambda = 21^{\circ}02'E$; $H = 102$ m n.p.m.) w kierunku południowym od centrum aglomeracji. Jest stacją, wokół której następowały bardzo istotne zmiany otoczenia. Została ona założona w 1959 roku na obszarze pozamiejskim, rolniczym. W latach 70. i 90. nastąpiła rozbudowa sąsiadującego kampusu SGGW oraz dzielnicy mieszkaniowej Ursynów, co wpłynęło na zmianę krajobrazu stacji. Szczegółowe informacje przeobrażeniu otoczenia stacji Ursynów przedstawia tab. 1.

Tabela 1

Zmiany otoczenia stacji meteorologicznej Ursynów SGGW

Changes of the surroundings of the Ursynów WULS-SGGW meteorological station

Okres / Period	Najbliższe otoczenie / Close proximity	Dalsze otoczenie / Further environment
1959–1970	obszar rolniczy	Obszar rolniczy
1971–1991	rozwój miasteczka akademickiego SGGW; budowa dwóch budynków (dwu- i trzypiętrowych w odległości 50 i 100 m od stacji; budowa ulic wewnętrznych, parkingów, stref ruchu pieszego	rozbudowa dzielnicy mieszkaniowej Ursynów z wysokimi budynkami w odległości ok. 1–2 km od stacji; budowa ulic, parkingów osiedlowych i chodników dla pieszych
1992–1997	brak istotnych zmian otoczenia	brak istotnych zmian otoczenia
1998–2008	kolejny etap rozbudowy miasteczka akademickiego SGGW; budowa dwóch dodatkowych budynków w odległości ok. 200 i 300 m od stacji; budowa kolejnych parkingów i chodników dla pieszych	brak istotnych zmian otoczenia

Danymi źródłowymi wykorzystanymi w opracowaniu są średnie dobowe wartości temperatury powietrza oraz wartości temperatury dobowej minimalnej i maksymalnej z lat 1961–2010. Na podstawie wartości dobowych obliczono średnie miesięczne i średnie roczne temperatury powietrza, wartości średnie miesięczne maksymalne i minimalne oraz średnie minimalne i maksymalne roczne. W celu pokazania wpływu zmian urbanizacyjnych na warunki termiczne obliczono dobowe wartości różnic pomiędzy temperaturą ze stacji Ursynów i Okęcie oraz różnic pomiędzy temperaturą na Bielanych i Okęciu. Stacja Okęcie, położona jest w obszarze najmniej

zabudowanym, w którym zmiany otoczenia i bezpośredniego sąsiedztwa były najmniejsze. Na podstawie wartości dobowych obliczono wartości średnie miesięczne i średnie roczne różnicy temperatury średniej, różnicy temperatury maksymalnej i różnicy temperatury minimalnej.

Wyniki

Średnia temperatura powietrza w analizowanym okresie 1961–2010 na stacjach wynosiła od 8,1°C na Okęciu do 8,6°C na Bielanych (tab. 2).

Tabela 2

Średnie wartości temperatury powietrza [w °C] w poszczególnych dekadach na stacjach meteorologicznych Bielany, Okęcie i Ursynów

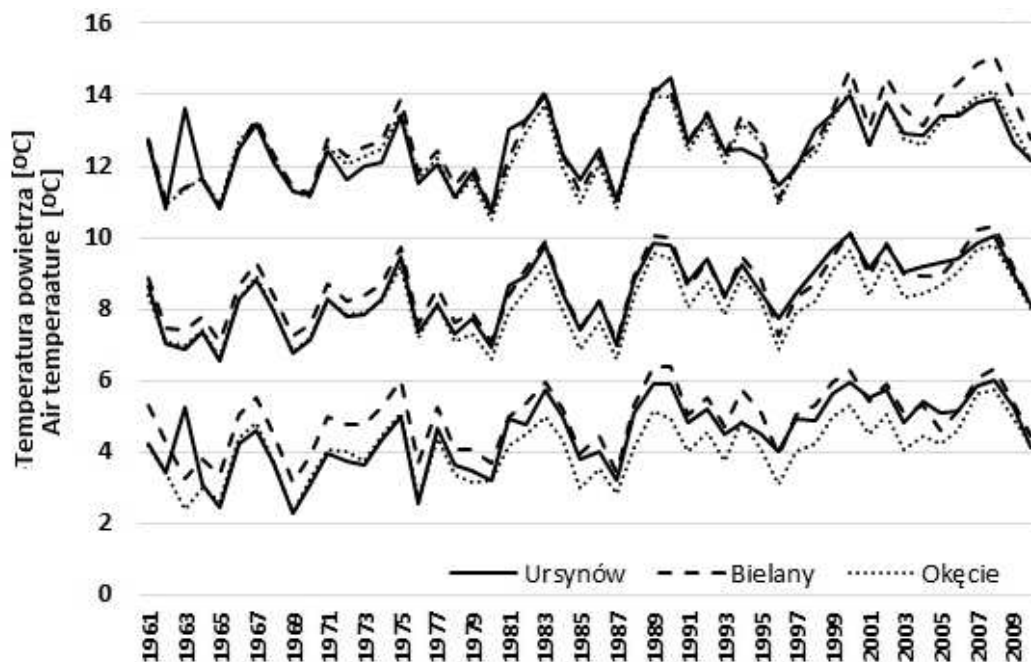
Average values of air temperature [in °C] in different decades in 1961–2010 at the meteorological stations Bielany, Okęcie and Ursynów

Stacja \ Dekada Station \ Decade	1961–1970	1971–1980	1981–1990	1991–2000	2001–2010	1961–2010
Bielany	8,0	8,3	8,8	8,9	9,3	8,6
Okęcie	7,6	7,8	8,2	8,3	8,9	8,1
Ursynów	7,5	7,9	8,7	8,9	9,3	8,5

Różnice średniej temperatury pomiędzy stacjami wynikają z ich położenia – wszystkie zlokalizowane są w obrębie miasta, poza centrum, ale cechują się odmiennym charakterem otoczenia. Stacja lotniskowa Okęcie leży w otwartym terenie, a jej otoczenie praktycznie nie uległo zmianom, w odróżnieniu od stacji Ursynów. Z kolei sąsiedztwo stacji Bielany to zabudowa miejska, także niezmienną w zbyt dużym stopniu. Urbanizacja obszarów wokół stacji jest szczególnie widoczna na Ursynowie, co odzwierciedla się w przebiegu średnich 10-letnich wartości temperatury (tab. 2). W latach 60. stacja Ursynów należała do najchłodniejszych spośród rozpatrywanych. Od początku lat 70. notowany był stopniowy wzrost temperatury, aż do lat 90., kiedy nastąpiło zrównanie temperatury na Ursynowie i Bielanych. Średnia temperatura na Okęciu w całym badanym okresie była o 0,5–0,6°C niższa w porównaniu z temperaturą na Bielanych. Podobnie jak w przypadku niniejszego opracowania, w charakterystyce warunków termicznych Warszawy dla okresu 1961–1980 stacja Okęcie i Ursynów leżą w strefie temperatury 7,6°C, a stacja Bielany – w strefie 8,0°C (Ko-

złowska-Szczęśna i in. – za Błażejczykiem i in. 2014). Z drugiej strony zróżnicowanie temperatury pomiędzy stacjami Bielany i Okęcie, wynikające z analizy natężenia miejskiej wyspy ciepła wg UHI Index dla Warszawy z lat 2001 i 2002, jest większe od 0,4°C i wynosi 1,0°C (Błażejczyk i in. 2014), co równe jest przyrostowi temperatury w Ursynowie na przestrzeni wielolecia 1961–2010.

Przebieg temperatury średniej rocznej i średnich rocznych ekstremalnych przedstawia rys. 1. Średnia roczna temperatura powietrza w Warszawie w okresie 1961–2010 była najwyższa na stacji Bielany i wahała się od 7,1°C (1965 rok) do 10,3°C (2008 rok), na stacji Ursynów wynosiła od 6,6°C (1965 rok) do 10,1°C (2000 rok), a najniższą odnotowano na stacji Okęcie – wynosiła od 6,6°C (1987 rok) do 9,8°C (2008 rok). Na każdym z analizowanych stanowisk zaobserwowano istotny statystycznie, dodatni trend zmian temperatury w badanym okresie. Największy wzrost (0,43°C/10 lat) cechował serię temperatury dla Ursynowa, natomiast dla Bielany i Okęcia wzrost wyniósł 0,31°C/10 lat (tab. 3, rys. 1).



Rys. 1. Przebieg średniej rocznej (wykres środkowy), średniej rocznej maksymalnej (wykres górny) i średniej rocznej minimalnej (wykres dolny) temperatury powietrza na stacjach Ursynów, Bielany i Okęcie dla wielolecia 1961–2010

Mean annual temperature (middle chart), mean annual maximum temperature (top chart) and mean annual minimum temperature (bottom chart) course at the Ursynów, Bielany and Okęcie stations over the period 1961–2010

W przypadku średnich rocznych wartości temperatury maksymalnej zaobserwowano znaczne zróżnicowanie – największe na stacji Bielany (4,4°C w ciągu 50 lat), na stacji Ursynów – 3,8°C i podobnie na stacji Okęcie – 3,7°C. Średnia roczna maksymalna temperatura powietrza na Bielanach wahała się od 10,7°C (1980 rok) do 15,1°C (2008 rok), na stacji Ursynów – od 10,7°C (1980 rok) do 14,5°C (1990 rok) i podobnie na stacji Okęcie –10,5°C w 1980 roku do 14,1°C w 2000 roku. Serie średnich rocznych wartości temperatury maksymalnej wykazują istotne statystycznie, dodatnie trendy. Najwyższy wzrost zanotowano dla Bielan (+0,46°C/10 lat), znacznie niższy na Okęciu (+0,32°C/10 lat) i Ursynowie (+0,30°C/10 lat).

Średnie roczne wartości temperatury minimalnej również wykazują zróżnicowanie pomiędzy stacjami. Największe wystąpiły na stacji Ursynów (3,7°C), zbliżone na stacji Okęcie 3,5°C, a najmniejsze na stacji Bielany 3,2°C. Zbliżone średnie roczne minimalne wartości temperatury zanotowano na Okęciu i Ursynowie odpowiednio od 2,3°C (1969 rok) do 5,8°C (2008 rok) i od 2,3°C (1969 rok) do 6,0°C (2008 rok),

natomiast na Bielanach wynosiły one od 3,1°C (1969 rok) do 6,4°C (1989 rok) (tab. 3).

Największy wzrost średniej rocznej minimalnej temperatury powietrza zanotowano na stacji Ursynów (+0,42°C/10 lat), nieco niższy na Okęciu (+0,31°C/10 lat) i najmniejszy na Bielanach (+0,28°C/10 lat). Wszystkie liniowe trendy są istotne statystycznie.

Przebiegi różnic średniej rocznej temperatury powietrza, temperatury średniej rocznej maksymalnej i średniej rocznej minimalnej przedstawia rysunek 2. W okresie 1961–2010 średnia wartość różnic temperatury średniej pomiędzy stacjami Ursynów i Okęcie (Δt_{U-O}) wahała się od $-0,09^{\circ}\text{C}$ w 1967 roku do $0,90^{\circ}\text{C}$ w 1998 roku, natomiast dla różnic pomiędzy stacjami Bielany i Okęcie (Δt_{B-O}) wahała się od $0,13^{\circ}\text{C}$ w 2010 roku do $0,69^{\circ}\text{C}$ w 1983 roku. Istotny statystycznie trend, wynoszący $+0,13^{\circ}\text{C}$ na dekadę, wystąpił tylko w przypadku różnic pomiędzy stacjami Ursynów i Okęcia (Δt_{U-O}) (tab. 4).

Średnia wartość różnic temperatury średniej rocznej maksymalnej pomiędzy stacjami Ursynów i Okęcie ($\Delta t_{\max U-O}$) wahała się od $-0,77^{\circ}\text{C}$ w 1963 roku do $0,67^{\circ}\text{C}$ w roku 1985. W przypadku

Tabela 3

Charakterystyki statystyczne wartości średnich rocznych temperatur powietrza (średniej, maksymalnej i minimalnej) w okresie 1961–2010 [w °C]

Statistical characteristics of the annual average values (mean, maximum and minimum) of air temperature in the period 1961–2010 [in °C]

Stacja / Station	Zakres zmienności / Range of variation	Min	Max	Trend
Średnia roczna temperatura powietrza / Annual average value of air temperature				
Bielany	3,2	7,1 (1965)	10,3 (2008)	+0,31 (0,49)*
Okęcie	3,2	6,6 (1987)	9,8 (2008)	+0,31 (0,50)*
Ursynów	3,5	6,6 (1987)	10,1 (2000)	+0,43 (0,63)*
Średnia roczna maksymalna temperatura powietrza / Annual average value of maximum air temperature				
Bielany	4,4	10,7 (1980)	15,1(2008)	+0,46 (0,58)*
Okęcie	3,7	10,5 (1980)	14,1 (2000)	+0,30 (0,48)*
Ursynów	3,8	10,7 (1980)	14,5 (1990)	+0,30 (0,45)*
Średnia roczna minimalna temperatura powietrza / Annual average value of minimum air temperature				
Bielany	3,2	3,1 (1969)	6,4 (1989)	+0,28 (0,46)*
Okęcie	3,5	2,3 (1969)	5,8 (2008)	+0,31 (0,50)*
Ursynów	3,7	2,3 (1969)	6,0 (2008)	+0,42 (0,62)*

Min – najniższa wartość temperatury; Max – najwyższa wartość temperatury; w nawiasie podano rok wystąpienia; Trend – wartość tendencji temperatury powietrza przeliczona na dekadę; w nawiasie podano współczynnik korelacji funkcji trendu liniowego; * – trend istotny statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$

Min – minimum values of the temperature; Max – maximum value of the temperature; year shown in brackets; Trend – value of increase (or decrease) in the temperature converted per decade; correlation coefficient of linear trend shown in brackets; * – statistical significance of linear trend on the level $\alpha = 0.05$

Tabela 4

Charakterystyki statystyczne różnic temperatury powietrza w okresie 1961–2010 [w °C]

Statistical characteristics of the differences in air temperature in the period 1961–2010 [in °C]

	Zakres zmienności / Range of variation	Min	Max	Trend
(Δt_{U-O})	0,99	-0,09 (1967)	0,90 (1998)	0,13 (0,64) *
(Δt_{B-O})	0,56	0,13 (2010)	0,69 (1983)	–
$(\Delta t_{\max U-O})$	1,44	-0,77 (1963)	0,67 (1985)	–
$(\Delta t_{\max B-O})$	1,19	-0,19 (1966)	1,00 (2008)	0,13 (0,74) *
$(\Delta t_{\min U-O})$	1,20	-0,20 (1967)	1,00 (2001)	0,16 (0,62) *
$(\Delta t_{\min B-O})$	1,16	0,26 (2010)	1,42 (1999)	–

(Δt_{U-O}) – różnica średniej rocznej temperatury powietrza między stacjami Ursynów i Okęcie; (Δt_{B-O}) – różnica średniej rocznej temperatury powietrza między stacjami Bielany i Okęcie; $(\Delta t_{\max U-O})$ – różnica średniej maksymalnej rocznej temperatury powietrza między stacjami Ursynów i Okęcie; $(\Delta t_{\max B-O})$ – różnica średniej maksymalnej rocznej temperatury powietrza między stacjami Bielany i Okęcie; $(\Delta t_{\min U-O})$ – różnica średniej minimalnej rocznej temperatury powietrza między stacjami Ursynów i Okęcie; $(\Delta t_{\min B-O})$ – różnica średniej minimalnej rocznej temperatury powietrza między stacjami Bielany i Okęcie; pozostałe objaśnienia jak w tab. 3

(Δt_{U-O}) – the difference in the mean annual air temperature between Ursynów and Okęcie stations; (Δt_{B-O}) – the difference in the mean annual air temperature between Bielany and Okęcie stations; $(\Delta t_{\max U-O})$ – the difference in the maximum annual air temperature between Ursynów and Okęcie stations; $(\Delta t_{\max B-O})$ – the difference in the maximum annual air temperature between Bielany and Okęcie stations; $(\Delta t_{\min U-O})$ – the difference in the minimum annual air temperature between Ursynów and Okęcie stations; $(\Delta t_{\min B-O})$ – the difference in the minimum annual air temperature between Bielany and Okęcie stations; other explanation as in Tab. 3

różnic między stacjami Bielany i Okęcie ($\Delta t_{\max B-O}$) wahała się ona od $-0,19^{\circ}\text{C}$ w roku 1966 do $1,00^{\circ}\text{C}$ w roku 2008. W przeciwieństwie do różnic temperatury średniej rocznej istotny statystycznie trend wynoszący $+0,13^{\circ}\text{C}$ na dekadę wystąpił tylko w przypadku różnic między stacjami Bielany i Okęcie ($\Delta t_{\max B-O}$) (tab. 4). Najbardziej zbliżone wartości różnic temperatury maksymalnej ($\Delta t_{\max U-O}$) i ($\Delta t_{\max B-O}$) wystąpiły w latach 60. z wyjątkiem roku 1963 oraz w latach 80., natomiast największe zróżnicowanie wystąpiło w okresie od drugiej połowy lat 90. do końca analizowanego okresu, czyli roku 2010 z wyraźną dodatnią tendencją wzrostu temperatury maksymalnej na stacji Bielany (rys. 2).

W analizowanym okresie 1961–2010 średnia wartość rocznych różnic temperatury minimalnej pomiędzy stacją Ursynów a Okęcie ($\Delta t_{\min U-O}$) wyniosła $0,35^{\circ}\text{C}$ i wahała się od $-0,2^{\circ}\text{C}$ w 1967 roku do $1,0^{\circ}\text{C}$ w 2001 roku, natomiast średnia wartość rocznych różnic temperatury minimalnej pomiędzy stacją Bielany a Okęcie ($\Delta t_{\min B-O}$) wyniosła $0,85^{\circ}\text{C}$ i wahała się od $0,26^{\circ}\text{C}$ w 2010 roku do $1,42^{\circ}\text{C}$ w 2001 roku (tab. 4). Najbardziej zbliżone wartości różnic ($\Delta t_{\min U-O}$) i ($\Delta t_{\min B-O}$) wystąpiły od połowy lat 80. do końca analizowanego okresu, natomiast największe zróżnicowanie pomiędzy stacjami wystąpiło w latach 70., co wiąże się z pierwszym etapem rozbudowy kampusu SGGW i dzielnicy mieszkaniowej w otoczeniu stacji na Ursynowie. Podobnie jak w przypadku różnic temperatury średniej rocznej istotny statystycznie trend, wynoszący $0,16^{\circ}\text{C}$ na dekadę, wystąpił tylko w przypadku różnic pomiędzy stacjami Ursynów a Okęcie ($\Delta t_{\min U-O}$) (tab. 4).

Na rys. 3 przedstawione zostały przebiegi różnic średniej miesięcznej temperatury powietrza, średniej miesięcznej maksymalnej i średniej miesięcznej minimalnej obliczone odrębnie dla każdej dekady.

W przypadku różnic temperatury średniej pomiędzy Ursynowem a Okęciem zwraca uwagę to, że dla dekady 1961–1970 wartości oscylują wokół 0°C , wzrastają dla dekady 1971–1980, natomiast od lat 80. wahają się wokół wartości $0,5^{\circ}\text{C}$. W przypadku różnic temperatury średniej pomiędzy Bielaniem a Okęciem wartości tych różnic utrzymują się na stałym poziomie, chociaż zaznacza się lekki spadek różnic w ostatnich z analizowanych dekad 2001–2010. Jest to rezultat dość niskich wartości różnic w ostatnich trzech latach analizowanego okresu.

Warto także zwrócić uwagę, że na wszystkich wykresach utrzymuje się pewna prawidłowość. Wyższe różnice temperatury występują dla

półroczna ciepłego, a niższe dla chłodnego. Dotyczy to zarówno różnic pomiędzy Ursynowem a Okęciem, jak i Bielaniem a Okęciem, występuje także w przypadku różnic temperatury średniej, maksymalnej i minimalnej i dotyczy wszystkich pięciu dekad. Jedynym odstępstwem od tej prawidłowości są różnice temperatury (średniej, maksymalnej i minimalnej) pomiędzy Ursynowem a Okęciem w pierwszej dekadzie (1961–1970) badanego okresu.

Podsumowanie

1. Średnia temperatura powietrza w okresie 1961–2010 na trzech analizowanych stacjach położonych w Warszawie wyniosła od $8,1^{\circ}\text{C}$ na Okęciu do $8,6^{\circ}\text{C}$ na Bielanych.

2. Zróżnicowanie temperatury powietrza pomiędzy stacjami wynika z ich położenia – wszystkie leżą w obrębie aglomeracji, są nieco oddalone od centrum miasta, ale cechują się odmiennym charakterem otoczenia.

3. Zróżnicowanie temperatury powietrza dotyczy wszystkich charakterystyk rocznych temperatury: średniej, średniej maksymalnej i średniej minimalnej.

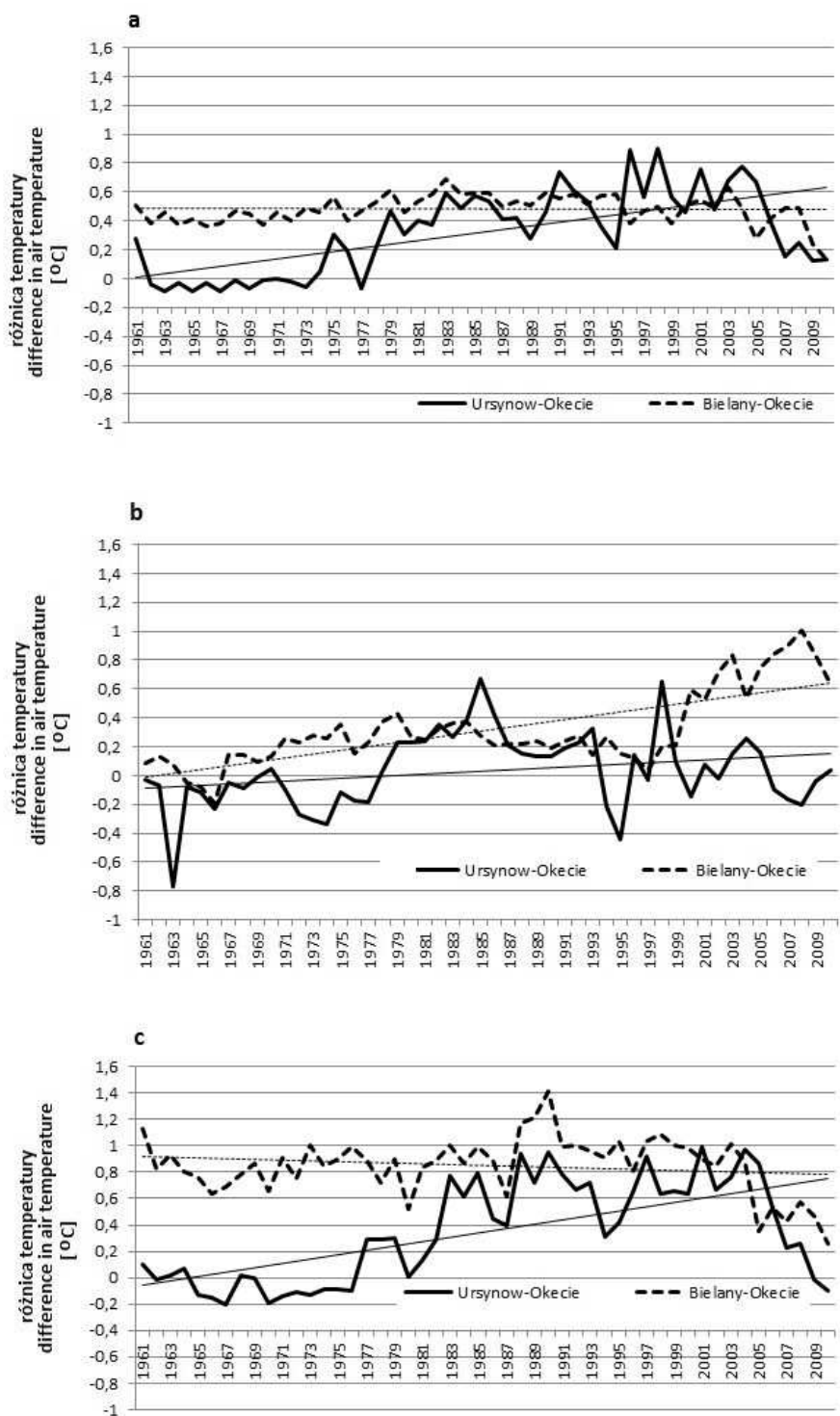
4. W przypadku wszystkich analizowanych stacji istnieją istotnie statystyczne trendy; dla Ursynowa i Okęcia są to trendy temperatury średniej rocznej oraz średniej rocznej minimalnej, a dla Bielany – średniej rocznej maksymalnej.

5. W badanym okresie 1961–2010 najmniejsze wartości różnicy średniej rocznej temperatury powietrza pomiędzy stacją Ursynów i Okęcie odnotowano dla lat 60., natomiast największe – dla lat 90. W latach 60. Ursynów był chłodniejszy w porównaniu z Okęciem, a od połowy lat 70. notowano już dodatnie różnice średnich rocznych wartości temperatury.

6. Podobny charakter ma przebieg różnicy średniej temperatury minimalnej, której najmniejsze i ujemne wartości przypadają na dekadę 1961–1970, a od połowy lat 70. notowano już wartości dodatnie.

7. W przypadku różnicy temperatury średniej maksymalnej zakres zmienności jest większy; przez cały okres pojawiają się zarówno wartości dodatnie, jak i ujemne.

8. Odmienny przebieg mają różnice obliczone dla temperatury na stacji Bielany i Okęcie. Dla całego wielolecia wartości tych różnic są dodatnie, co oznacza, że Bielany są cieplejsze od Okęcia przez cały analizowany okres 1961–2010.

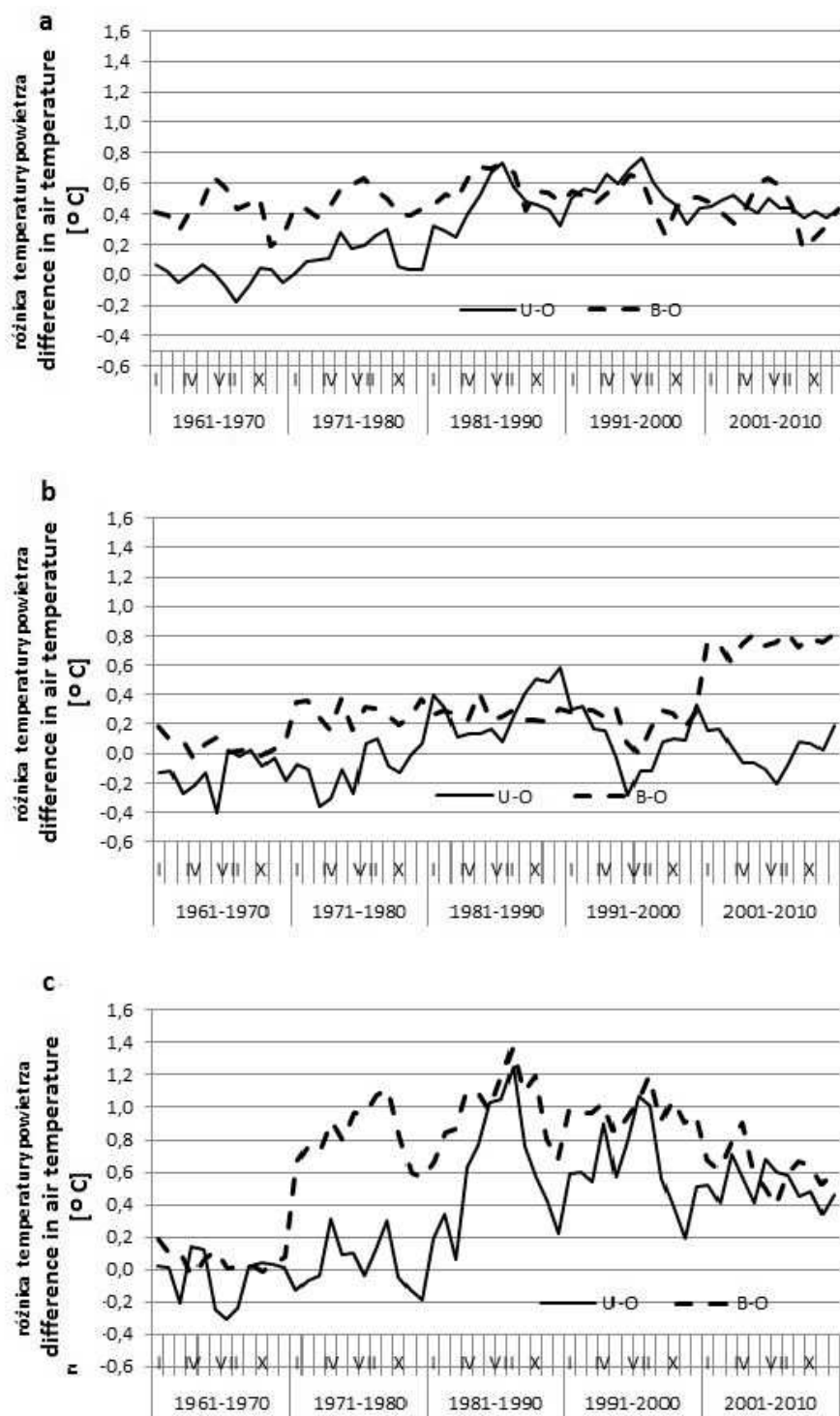


Rys. 2. Przebiegi różnicy temperatury powietrza między stacjami Ursynów i Okęcie oraz Bielany i Okęcie w okresie 1961–2010

a – dla temperatury średniej rocznej (Δt_{U-O}) i (Δt_{B-O}), b – dla temperatury średniej rocznej maksymalnej ($\Delta t_{\max U-O}$) i ($\Delta t_{\max B-O}$), c – dla temperatury średniej rocznej minimalnej ($t_{\min U-O}$) i ($\Delta t_{\min B-O}$)

The courses of the difference in the air temperature between the Ursynów and Okęcie stations, and the Bielany and Okęcie stations in the period 1961–2010

a – for the annual mean temperature (Δt_{U-O}) i (Δt_{B-O}), b – for mean annual maximum temperature ($\Delta t_{\max U-O}$) and ($\Delta t_{\max B-O}$), c – for mean annual minimum temperature ($\Delta t_{\min U-O}$) and ($\Delta t_{\min B-O}$)



Rys. 3. Średnie wartości różnicy temperatury powietrza między stacjami Ursynów i Okęcie oraz Bielany i Okęcie w poszczególnych dekadach okresu 1961–2010

a – dla temperatury średniej miesięcznej ($\Delta t_{M U-O}$) i ($\Delta t_{M B-O}$), b – dla temperatury średniej maksymalnej miesięcznej ($\Delta t_{Mmax U-O}$) i ($\Delta t_{Mmax B-O}$), c – dla temperatury średniej minimalnej miesięcznej ($\Delta t_{Mmin U-O}$) i ($\Delta t_{Mmin B-O}$)

Average values of the difference of air temperature between the Ursynów and Okęcie stations, and the Bielany and Okęcie stations in the decades of the period 1961–2010

a – for mean monthly temperature ($\Delta t_{M U-O}$) and ($\Delta t_{M B-O}$), b – for mean monthly maximum temperature ($\Delta t_{Mmax U-O}$) and ($\Delta t_{Mmax B-O}$), c – for mean monthly minimum temperature ($\Delta t_{Mmin U-O}$) and ($\Delta t_{Mmin B-O}$)

Literatura

- Błażejczyk Krzysztof, Magdalena Kuchcik, Paweł Milewski, Wojciech Dudek, Beata Kręcisz, Anna Błażejczyk, Jakub Szmyd, Bożena Degórska, Cezary Pałczyński. 2014. Miejska wyspa ciepła w Warszawie: uwarunkowania klimatyczne i urbanistyczne. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Wydawnictwo Akademickie SEDNO.
- Easterling David R., Briony Horton, Philip D. Jones, Thomas C. Peterson, Thomas R. Karl, David E. Parker, M. James Salinger, Vyacheslav Razuvayev, Neil Plummer, Paul Jamason, Christopher K. Folland. 1997. „Maximum and minimum temperature trends for the Globe”. *Science* 277 (5324): 364-367.
- Gołaszewski Dariusz, Grzegorz Majewski, Małgorzata Kleniewska. 2010. „Formation of urban heat island in Warsaw in conditions of variable cloudiness in 2003–2008”. *Acta Agrophysica* 184: 104-118.
- Grimmond Christine Susan B. 2006. „Progress in measuring and observing the urban atmosphere”. *Theoretical and Applied Climatology* 84 (1): 3-22.
- Hallegatte Stéphane, Jan Corfee-Morlot. 2011. „Understanding climate change impacts, vulnerability and adaptation at city scale: an introduction”. *Climatic Change* 104 (1): 1-12.
- Kanda Manabu. 2007. „Progress in urban meteorology. A review”. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 85B: 363-383.
- Kłysik Kazimierz, Krzysztof Fortuniak. 1999. „Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland”. *Atmospheric Environment* 33 (24-25): 3885-3895.
- Kuchcik Magdalena. 2003. „Warunki topoklimatyczne w różnych dzielnicach Warszawy. Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych”. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 188: 179-190.
- Lorenc Halina. 1991. „Wpływ urbanizacji Warszawy na zmienność opadów atmosferycznych”. *Wiadomości IMGW XIV/XXXV* (1-4): 109-126.
- Łykowski Bonifacy. 2001. „Wpływ osiedli Ursynów-Natolin na opady atmosferyczne”. *Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW* 2 (25): 231-238.
- Łykowski Bonifacy, Romuald Madany. 1996a. „Klimat lokalny w rejonie Skarpy Ursynowskiej na odcinku Ursynowa-SGGW”. *Przegląd Naukowy Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska SGGW* 9: 51-59.
- Łykowski Bonifacy, Romuald Madany. 1996b. „O stratyfikacji termicznej i wilgotnościowej w przygruntowej warstwie powietrza na skraju doliny Wisły w rejonie Ursynowa”. *Przegląd Naukowy Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska SGGW* 9: 61-73.
- Majewski Grzegorz, Monika Odorowska, Katarzyna Rozbicka. 2012. „Analiza warunków termicznych na stacji Ursynów-SGGW w Warszawie w latach 1970–2009”. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 12 (2): 171-184.
- Majewski Grzegorz, Wiesława Przewoźniczuk. 2014. „Thermal seasons in Warsaw during the period 1961–2013”. *Miscellanea Geographica* 18 (4): 41-46.
- Majewski Grzegorz, Wioletta Rogula-Kozłowska. 2015. „The elemental composition and origin of fine ambient particles in the largest Polish conurbation: first results from the short-term winter campaign”. *Theoretical and Applied Climatology* 125 (1): 79-92.
- Majewski Grzegorz, Wiesława Przewoźniczuk, Małgorzata Kleniewska. 2014. „The effect of urban conurbation on the modification of human thermal perception, as illustrated by the example of Warsaw (Poland)”. *Theoretical and Applied Climatology* 116 (1): 147-154.
- Majewski Grzegorz, Wiesława Przewoźniczuk, Małgorzata Kleniewska, Andrzej Brandyk. 2013. „Precipitation variability and anomalies at the background of urbanization development in the southern districts of Warsaw (1961–2010)”. *Przegląd Geofizyczny* LVIII (3-4): 145-162.
- Majewski Grzegorz, Wioletta Rogula-Kozłowska, Piotr O. Czechowski, Artur Badyda, Andrzej Brandyk. 2015. „The impact of selected parameters on visibility: First results from a long-term campaign in Warsaw, Poland”. *Atmosphere* 6 (8): 1154-1174.
- Masson Valéry. 2006. „Urban surface modeling and the mesoscale impact of cities”. *Theoretical and Applied Climatology* 84 (1): 35-45.
- McCarthy Mark P., Martin J. Best, Richard J. Betts R. J. 2010. „Climate change in cities due to global warming and urban effects”. *Geophysical Research Letters* 37 (9): L09705, doi: 10.1029/2010GL042845.
- Müller Nicole, Wilhelm Kuttler, Andreas-Bent Barlag. 2014. „Counteracting urban climate change: adaptation measures and their effect on thermal comfort”. *Theoretical and Applied Climatology* 115 (1): 243-257.
- OECD environmental outlook to 2030. 2008. Paris: OECD.
- Rozbicka Katarzyna, Grzegorz Majewski, Tomasz Rozbicki. 2014. „Seasonal variation of air pollution in Warsaw conurbation”. *Meteorologische Zeitschrift* 23 (2): 175-179.
- Rozbicki Tomasz, Dariusz Gołaszewski. 2003. Analysis of local climate changes in Ursynów in the period 1960–1991 as a result of housing estate development. W: Kazimierz Kłysik, Tim Oke, Krzysztof Fortuniak, Sue Grimmond, Joanna

- Wibig (red.) *Fifth International Conference on Urban Climate, 1-5 September, 2003, Łódź, Poland, Proceedings, Vol. 2*, 455-458. Łódź: Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geographical Sciences, University of Łódź, Poland.
- Stone Brian. 2007. „Urban and rural temperature trends in proximity to large US cities: 1951–2000”. *International Journal of Climatology* 27 (13): 1801-1807.
- Tayanç Mete, Hüseyin Toros. 1997. „Urbanization effects on regional climate change in the case of four large cities of Turkey”. *Climatic Change* 35 (4): 501-524.

Summary

The aim of the study is to present the influence of changes in urbanization on local climate by showing the variability of changes in long-term air temperature at three meteorological stations located in Warsaw: Ursynów, Bielany and Okęcie. The Ursynów station was set up outside of the administrative boundary of the city, in the rural area and its surrounding which underwent changes as a result of urbanization during the fifty years' period of 1961–2010. In the case of the stations Okęcie and Bielany, the changes to their surroundings were significantly less important. The meteorological data used in the work includes the average values of daily air temperature, and the values of maximum and minimum temperatures.

The analysed data included: the average annual temperature, average annual maximum temperature and average annual minimum temperature courses at the Ursynów, Bielany and Okęcie stations from the period 1961–2010, as well as the courses of the difference in the air temperature between the Ursynów and Okęcie stations, between the Bielany and Okęcie stations, and finally the differences in annual maximum temperature and, annual minimum temperature. Moreover, analysis was also conducted for the average values in the difference of air temperature between the stations Ursynów and Okęcie, Bielany and Okęcie in particular decades of the period of 1961–2010 for the above-mentioned characteristics of air temperature.

The average air temperature in the period of 1961–2010 for the three analyzed stations located in Warsaw ranged from 8.1°C at Okęcie to 8.6°C in Bielany. The difference in the temperature between the stations is the result of their location – they are all situated within the agglomeration, some distance away from the city center, but the type of their surrounding is different in each case. The difference in air temperature concerns all the characteristics of the annual temperature: average, average maximum and average minimum.

Statistically significant trends have been discovered for all the analyzed stations; in the average annual temperature and average annual minimum for the stations Ursynów and Okęcie and in the average annual maximum for Bielany.

USŁONECZNIE W MIASTACH NA PODSTAWIE WYBRANYCH STACJI W EUROPIE

Sunshine duration in urban areas based on selected stations in Europe

DOROTA MATUSZKO*

Zarys treści. W pracy dokonano analizy wieloletniej i rocznej zmienności usłonecznienia w wybranych miastach Europy. Wykorzystano możliwie najdłuższe serie heliograficzne dostępne w internetowych bazach danych. Uwzględniono sumy dobowe i miesięczne usłonecznienia z dwunastu miast europejskich dla wspólnego okresu (lata 1929–1991). Przebieg wieloletni przedstawiono na podstawie możliwie najdłuższych, jednorodnych ciągów. Stwierdzono, że zmienność wieloletnia i roczna usłonecznienia w wybranych miastach Europy wykazuje duże podobieństwo. Zauważono, że podobne tendencje w przebiegu wieloletnim sum rocznych występowały nie tylko w okresach „globalnego zaciemnienia” i „globalnego rozjaśnienia”, ale także na przełomie XIX i XX wieku oraz w pierwszej połowie XX wieku. Za przyczyny zmienności usłonecznienia w analizowanych miastach uznano uwarunkowania cyrkulacyjne, szerokość geograficzną oraz czynniki antropogeniczne.

Słowa kluczowe: klimat miasta, usłonecznienie, „globalne zaciemnienie”, „globalne rozjaśnienie”, Europa

Abstract. The study analyzed the long-term and annual variability of sunshine duration in selected European cities. The longest possible series of heliographic data available in online databases were used. The total daily and monthly sunshine duration sums from twelve European cities for the common period (1929–1991) were taken into account. The multi-annual course is presented based on the longest possible, homogeneous sunshine duration series. It was found that long-term and annual sunshine duration variability in selected European cities is very similar. It was noted that similar trends in the long-term course of annual sums occurred not only in the periods of “global dimming” and “global brightening” but also at the turn of the twentieth century and in the first half of the twentieth century. The causes of the variation of sunshine duration in the analyzed cities were found to be the circulation conditions, latitude, and anthropogenic factors.

Key words: urban climate, sunshine duration, “global dimming”, “global brightening”, Europe

Wprowadzenie

W literaturze klimatologicznej panuje pogląd, że obszary miejskie odznaczają się mniejszym usłonecznieniem niż tereny pozamiejskie (Kuczmański 1982; Morawska-Horawska 1984; Marciniak, Wójcik 1991). Straty te ocenia się na około 5–15% (Landsberg 1981; Lewińska 2000). Według Brázdila (1991) w warunkach miejskich, przy dużym zanieczyszczeniu powietrza, heliograf zaczyna wypalać ślad dopiero przy wysokości Słońca nad horyzontem większym od 8°. Wielu uczonych (m.in. Liepert 2002; Norris, Wild 2007; Ruckstuhl, Norris 2009; Wild 2012) łączy wieloletnie tendencje zmienności usłonecznienia na świecie ze zmianami stanu zanieczyszczeń na terenach zurbanizowanych. W literaturze zagranicznej często opisywane są zjawiska „globalnego zaciemnie-

nia” (*global dimming*) i „globalnego rozjaśnienia” (*global brightening*) polegające na zmniejszeniu liczby godzin ze słońcem w latach 50. do 80. XX wieku, a następnie ich wzrost w ostatnich dwóch dekadach XX wieku. Zdaniem wymienionych Autorów w połowie lat 50. w wielu uprzemysłowionych miastach europejskich zaobserwowano wzrost zanieczyszczeń spowodowany intensywnym rozwojem przemysłu. Emitowane do atmosfery duże ilości aerozoli i sadzy zwiększały pochłanianie i odbijanie promieniowania słonecznego a zarazem powodowały powstawanie chmur, przyczyniając się do tzw. „globalnego zaciemnienia”. W latach 80. XX wieku, na skutek załamania się gospodarki w krajach byłego bloku komunistycznego, zmniejszyła się produkcja przemysłowa obniżając tym samym emisję zanieczyszczeń. Podjęto też skuteczne działania na rzecz poprawy czystości powietrza, czego efektem był wzrost prze-

* Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; e-mail: d.matuszko@uj.edu.pl

zroczystości atmosfery i zwiększenie dopływu promieniowania do powierzchni Ziemi („globalne rozjaśnienie”).

W większości cytowanych publikacji tendencje usłonecznienia w Europie analizowane były na podstawie krótkich serii pomiarowych (od połowy XX wieku) lub rekonstruowanych (m.in. Bryś 2013), co utrudnia w pełni obiektywne wyjaśnienie przyczyn tych zmian.

Celem niniejszego opracowania jest charakterystyka zmienności usłonecznienia w wybranych miastach Europy na podstawie wieloletnich serii heliograficznych. Publikacja jest też głosem w dyskusji na temat wątpliwości metodycznych dotyczących jednorodności serii klimatologicznych dostępnych w internetowych bazach danych, wykorzystywanych do analiz zmian klimatu.

Materialy źródłowe i metoda

Pierwszy etap badań polegał na wstępnej weryfikacji stacji z internetowych baz danych zawierających informacje o usłonecznieniu. Uwzględniono stacje z regionu VI WMO – Europa, które poszukiwano w następujących bazach:

1. <http://www.geba.ethz.ch/>,
2. <http://www.ecad.eu/dailydata/customquery.php>,
3. http://www.knmi.nl/research/climate_observations/,
4. <http://www.metoffice.gov.uk/public/weather/climate-historic/#?tab=climateHistoric>,
5. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/getpage.pl>,
6. http://eklima.met.no/Help/Stations/today/all/no_Stations.html,
7. <http://meteo.ru/english/climate/suns.php>,
8. <https://www.pik-potsdam.de/services/climate-weather-potsdam/climate-diagrams/sunshine-duration>.

Przegląd ciągów heliograficznych w Europie wykazał wiele problemów utrudniających analizę czasową i przestrzenną wieloletnich serii usłonecznienia. Do najważniejszych należą: luki w danych, uzupełnianie serii na podstawie wartości z tych samych stacji, zmiana lokalizacji stacji lub położenia heliografu, krótkie serie pomiarowe, zmiana przyrządu pomiarowego oraz brak informacji metadata (dokumentacja stacji). Ten ostatni czynnik jest niezwykle istotny, bo nie daje pewności czy analizowany ciąg danych heliograficznych jest homogeniczny. Takie czynniki jak zasłonięcie horyzontu, zmiana

miejsca pomiaru bądź zmiana przyrządu mogą dyskwalifikować serię do wiarygodnych badań. Obecnie przyczyną poważnych błędów w analizie wieloletnich zmian usłonecznienia może być zamiana tradycyjnego przyrządu na automat. Najważniejszą różnicą między heliografem Campbella-Stokesa a miernikiem automatycznym jest inna zasada działania, jednak przede wszystkim próg czułości przyrządów (Matuszko 2012, 2015). W literaturze polskiej i zagranicznej istnieje wiele prac dotyczących tego zagadnienia (m.in. Painter 1981; Stanhill 2003; WMO 2008), w których podaje się, że wartość progowa heliografów klasycznych waha się od 70 do 280 $W \cdot m^{-2}$. W Polsce badacze przyjmują różne wartości natężenia promieniowania słonecznego bezpośredniego, jako progowe dla momentu, od którego zaczyna działać heliograf Campbella-Stokesa. Słomka (1957) dla wrocławskich pomiarów usłonecznienia przyjął wartość progową ok. 209 $W \cdot m^{-2}$, natomiast Kuczmarowski (1990) dla analizowanych pomiarów w całej Polsce – 279,2 $W \cdot m^{-2}$. W późniejszych opracowaniach (m.in. Podstawczyńska 2007) dla pomiarów usłonecznienia heliografem Campbella-Stokesa, wykonywanych w sieci IMGW oraz w stacji uniwersyteckiej w Łodzi, jako wartość progową uznano 120 $W \cdot m^{-2}$, która jest zgodna z prezentowanymi od 1981 roku zaleceniami WMO (2008) dotyczącymi czułości progowej wszystkich typów heliografów. Dla pomiarów krakowskich, realizowanych w stacji UJ, przytoczoną powyżej wartość Kuczmarowskiego podaje Matuszko (2012, 2015). Przeciwwstawia ją wartości progowej 120 $W \cdot m^{-2}$, na którą ustawione są czujniki stacji automatycznych mierzących usłonecznienie.

Obecnie nie ma jednego powszechnie stosowanego w Europie przyrządu do pomiaru usłonecznienia. W Szwajcarii, Czechach, Islandii i Estonii wykorzystywane są wyłącznie czujniki automatyczne. W Belgii, Danii, Luxemburgu, Irlandii, Wielkiej Brytanii, Szwecji, Niemczech, Holandii i Polsce usłonecznienie na niektórych stacjach rejestrowane jest tradycyjnym heliografem, a na innych czujnikami automatycznymi. W Grecji, Chorwacji i na Węgrzech nadal stosowane są wyłącznie heliografy Campbella-Stokesa (Matuszko 2015). W internetowych bazach danych rzadko podawana jest informacja jakim przyrządem mierzone jest usłonecznienie. Użytkownicy danych klimatologicznych nie zawsze zdają sobie sprawę z faktu, że zmiana przyrządu może być przyczyną zerwania jednorodności serii i wysnuwania błędnych wniosków na temat wieloletnich zmian wartości danego

elementu klimatu. Według instrukcji *World Meteorological Organization* (WMO 2008) wyniki pomiarów z nowych przyrządów należy weryfikować w dłuższym okresie czasu (co najmniej przez jeden rok), jednak na wielu stacjach, np. w Polsce, Irlandii, Islandii czy Estonii, ten wymóg nie jest stosowany. Przykładem z Polski jest stacja Warszawa-Okęcie, na której od 2005 roku usłonecznienie rejestrowane jest automatycznie, co powoduje zawyżenie wcześniejszych wartości o kilkaset godzin rocznie (Matuszko 2009). Podobnie jest na niektórych stacjach w innych krajach, np. w Holandii (<http://www.knmi.nl/klimatologie/achtergrondinformatie/brochures.html>). Pokorný i Vaniček (2007) już wcześniej zwracali uwagę, że wprowadzenie czujników automatycznych przerwie jednorodność serii pomiarowych usłonecznienia i ostrzegali przed używaniem danych z czujników automatycznych w analizach klimatycznych po 2000 roku.

W Wielkiej Brytanii przed 2000 rokiem zamieniono kilka standardowych stacji meteorologicznych na automatyczne, wobec czego zaprzestano na nich pomiarów usłonecznienia heliografem Campbella-Stokesa. Czujniki automatyczne zainstalowano tam dopiero w 2003 roku (Kerr, Tabony 2004), ale przeprowadzono badania porównawcze i obliczono współczynniki korygujące. Na podkreślenie zasługuje też fakt, że na stronie Brytyjskiego Biura Meteorologicznego (<http://www.metoffice.gov.uk/climate/uk/stationdata/>) przy każdej ze stacji zaznaczono jakim przyrządem mierzone jest usłonecznienie. Ułatwia to wykorzystanie danych do analiz klimatologicznych, ponieważ pozwala na wybór stacji o jednorodnych cią-

gach pomiarowych i nakazuje ostrożność przy wyciąganiu wniosków z danych heliograficznych otrzymanych z różnych przyrządów pomiarowych. Warto dodać, że na stacjach brytyjskich Armagh (Płn. Irlandia) i Kew (Londyn) pomiary usłonecznienia za pomocą heliografu Campbella-Stokesa rozpoczęto najwcześniej w Europie, bo już w 1880 roku (Pallé, Butler 2002).

Niezwykle cennym opracowaniem w literaturze polskiej jest monografia Bryś (2013), w której Autorka przedstawiła przebiegi pomierzonych i zhomogenizowanych wartości usłonecznienia, m.in. dla stacji Armagh od 1886 do 2012 roku. W publikacji tej znajdują się również inne wykresy wieloletniego przebiegu miesięcznych sum konsekwentnych i sum rocznych usłonecznienia odtworzonych lub uzupełnionych za pomocą odpowiednich metod statystycznych serii heliograficznych dla wielu stacji w Europie. Należy jednak pamiętać, że w badaniach wieloletnich ciągów klimatologicznych najcenniejsze są oryginalne dane pomiarowe, gdyż „wszelkie inne manipulacje przy danych i ich poprawie mogą okazać się błędne i bezpowrotnie zniszczyć wartość merytoryczną danej serii” (Ustrnul 1997).

W niniejszym opracowaniu, po przestudiowaniu literatury i żmudnej weryfikacji serii heliograficznych z różnych baz internetowych do dalszej analizy, z pewnymi zastrzeżeniami wybrano dane z 12 stacji (tab. 1). Przy wyborze kierowano się zasadą, by seria heliograficzna z niej pochodząca była oryginalnym ciągiem pomiarowym, w jak najmniejszy sposób modyfikowanym za pomocą różnych metod uzupełniania i rekonstrukcji danych.

Tabela 1

Wieloletnie ciągi heliograficzne w Europie
Long-term heliographic series in Europe

Stacja	Lata	Uwagi
Kraków	1884–2014	Przyrząd, lokalizacja bez zmian
Wiedeń	1908–2010	Brak informacji metadata
Poczdami	1893–2014	Przyrząd, lokalizacja bez zmian
Bazylea	1902–2014	Zmiana przyrządu na automatyczny
Lugano	1901–2014	Zmiana przyrządu na automatyczny
Genewa	1901–2014	Zmiana przyrządu na automatyczny
Groningen	1907–2014	Zmiana lokalizacji stacji, zmiana przyrządu na automatyczny
Bradford	1908–2014	Znana metadata
Durham	1890–1999	Znana metadata
Oxford	1929–2014	Znana metadata
Sheffield	1929–2014	Znana metadata
Southampton	1895–1991	Znana metadata

Spośród analizowanych stacji (tab. 1) najdłuższą, oryginalną serię usłonecznienia w Europie posiada Kraków, nieco krótszą ma Poczdam. Szczegółowe informacje na temat metadata krakowskiej serii heliograficznej znajdują się w opracowaniu Matuszko i Jędrzychowskiego (2007). Niewielkie problemy z restrykcyjnie pojętą homogenicznością danych posiada Poczdam, w którym m.in. na skutek działań wojennych wystąpiła na przełomie kwietnia i maja 1945 roku 25-dniowa przerwa w rejestracji usłonecznienia (<https://www.pik-potsdam.de/services/climate-weather-potsdam/climate-diagrams/sunshine-duration>). Stacje szwajcarskie prowadzą do dziś ponad stuletnie pomiary heliograficzne, lecz na przełomie XX i XXI wieku zmieniono przyrząd do rejestracji usłonecznienia. W Wielkiej Brytanii aktualnie wieloletnie pomiary heliograficzne kontynuowane są na 4 stacjach i do wyników otrzymywanych metodą automatyczną można wprowadzić współczynniki korygujące. Ciąg heliograficzny z Groningen nie jest jednorodny, gdyż wcześniejsze dane pochodzą ze stacji uniwersyteckiej, natomiast współczesne – ze stacji lotniskowej poza miastem, ponadto zmieniono przyrząd pomiarowy bez badań porównawczych. W innych krajach europejskich, np. w Hiszpanii i Francji, istnieją długie ciągi usłonecznienia, lecz często pomiary nie są kontynuowane i serie heliograficzne posiadają

duże luki, szczególnie w latach z okresu II wojny światowej (Sanchez-Lorenzo i in. 2015).

W niniejszej analizie uwzględniono sumy dobowe i miesięczne usłonecznienia z wybranych miast Europy (tab. 1). Przebieg wieloletni przedstawiono na podstawie możliwie najdłuższych ciągów dla poszczególnych stacji. Porównano wartości miesięczne i roczne usłonecznienia rzeczywistego i względnego ze wspólnego okresu obejmującego lata 1929–1991, zaś do szczegółowej charakterystyki wykorzystano, jako najdłuższe spośród analizowanych, ciągi heliograficzne z Krakowa i Poczdamu (wspólny okres: lata 1893–2014).

Wyniki

Analiza korelacji ciągów sum miesięcznych usłonecznienia wykazała, że wszystkie zależności są istotne statystycznie na poziomie $< 0,05$ (tab. 2). Najsilniejsze związki występują pomiędzy stacjami brytyjskimi, szczególnie Oxfordem a Southampton (0,85). Także ciągi heliograficzne na stacjach szwajcarskich wykazują silną korelację (tab. 2). Seria krakowska ma największy współczynnik korelacji z wartościami usłonecznienia w Wiedniu (0,73) i Poczdamie (0,61), najmniejszy ze stacjami angielskimi (tab. 2).

Tabela 2

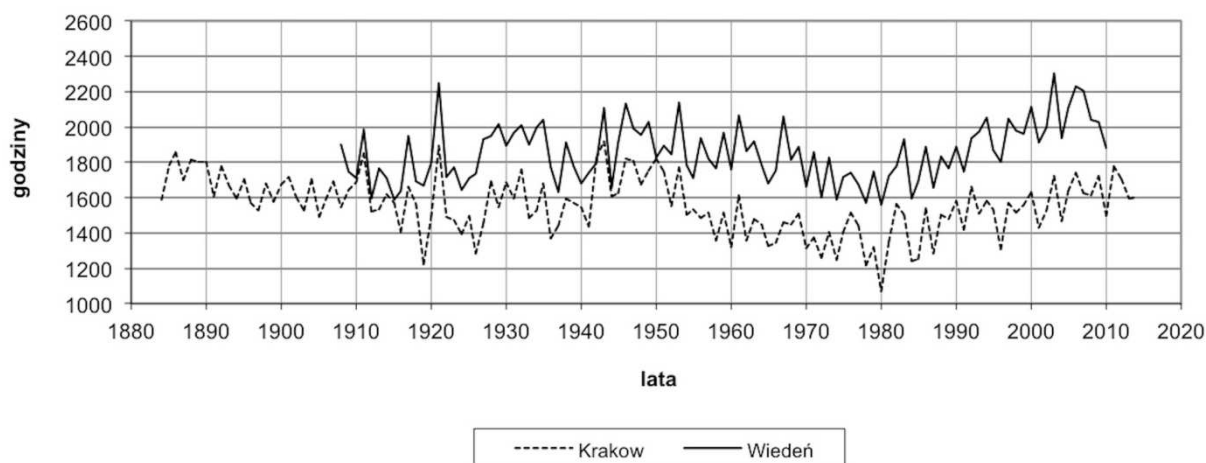
Współczynniki korelacji między ciągami sum miesięcznych usłonecznienia na wybranych stacjach w Europie w latach 1929–1991

Correlation coefficients of sunshine duration monthly sums series in selected stations in Europe in the years 1929–1991

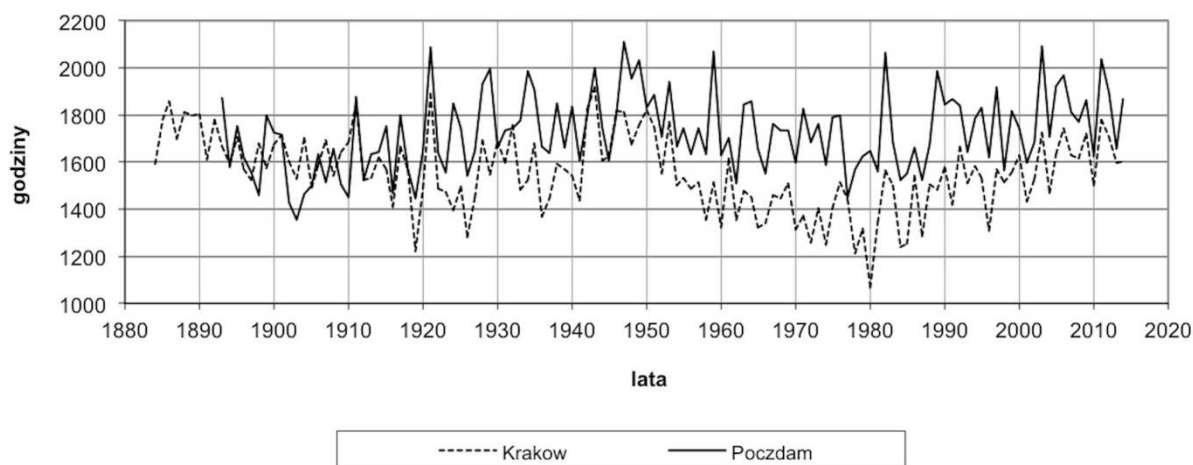
Stacja	Kraków	Wiedeń	Poczdam	Bazylea	Lugano	Genewa	Groningen	Bradford	Durham	Oxford	Sheffield	Southampton
Kraków	x	0,733	0,611	0,437	0,435	0,565	0,544	0,289	0,262	0,130	0,061	0,086
Wiedeń	0,733	x	0,568	0,563	0,461	0,577	0,387	0,298	0,240	0,229	0,069	0,058
Poczdam	0,611	0,568	x	0,613	0,351	0,520	0,761	0,452	0,424	0,457	0,361	0,421
Bazylea	0,437	0,563	0,613	x	0,699	0,696	0,548	0,488	0,443	0,548	0,463	0,433
Lugano	0,435	0,461	0,351	0,699	x	0,736	0,395	0,271	0,347	0,334	0,246	0,158
Genewa	0,565	0,577	0,520	0,696	0,736	x	0,437	0,331	0,242	0,349	0,064	0,209
Groningen	0,544	0,387	0,761	0,548	0,395	0,437	x	0,489	0,370	0,457	0,379	0,466
Bradford	0,289	0,298	0,452	0,488	0,271	0,331	0,489	x	0,727	0,724	0,722	0,671
Durham	0,262	0,240	0,424	0,443	0,347	0,242	0,370	0,727	x	0,650	0,722	0,549
Oxford	0,130	0,229	0,457	0,548	0,334	0,349	0,457	0,724	0,650	x	0,733	0,854
Sheffield	0,061	0,069	0,361	0,463	0,246	0,064	0,379	0,722	0,722	0,733	x	0,703
Southampton	0,086	0,058	0,421	0,433	0,158	0,209	0,466	0,671	0,549	0,854	0,703	x

Analizę wieloletniej zmienności usłonecznienia w wybranych miastach Europy przeprowadzono na podstawie wykresów porównujących przebieg usłonecznienia w Krakowie z przebiegiem sum rocznych na poszczególnych stacjach (rys. 1–11). Na rysunkach widać duże podobieństwo tendencji usłonecznienia we wszystkich miastach. Dotyczy to szczególnie spadku usłonecznienia od lat 50. do 80. XX wieku, a następnie wzrostu do końca badanego

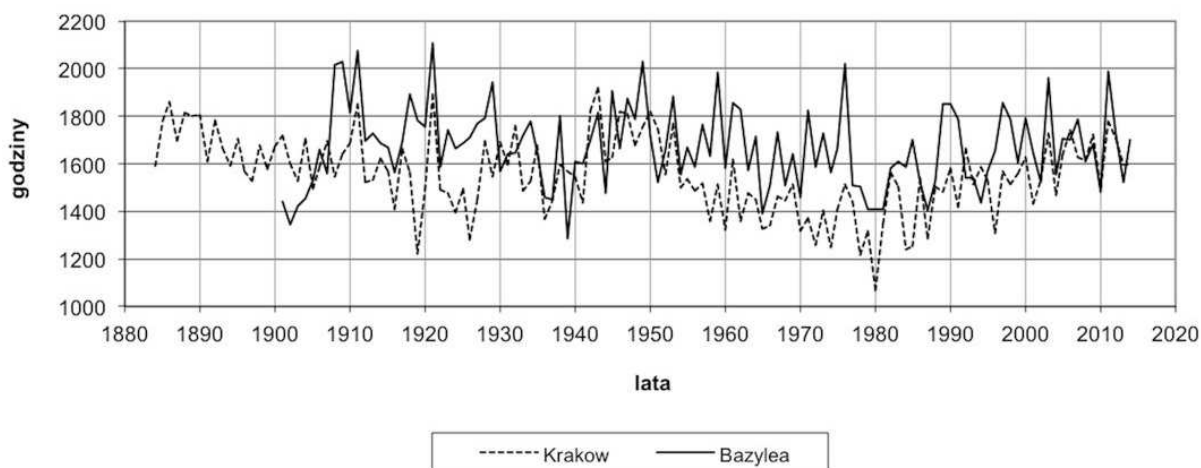
okresu (rys. 1–11). Na większości stacji zaznaczają się bardzo wyraźne maksima sum usłonecznienia w latach 1921, 1943, 2006 i minimum w 1980 roku. Można również zauważyć, że stosunkowo wysokie wartości usłonecznienia przypadające na XXI wiek osiągnęły poziom tych z początku XX wieku (rys. 1–11). Jest to przede wszystkim skutek zwiększenia usłonecznienia w okresie letnim i znacznie słabszego w półroczu zimowym.



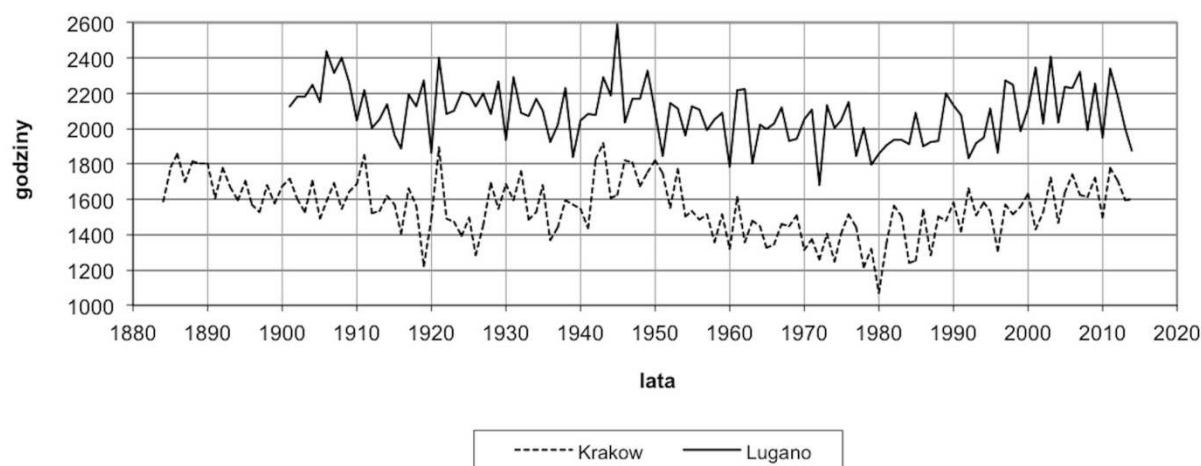
Rys. 1. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Wiedniu na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Wien against the series of Krakow



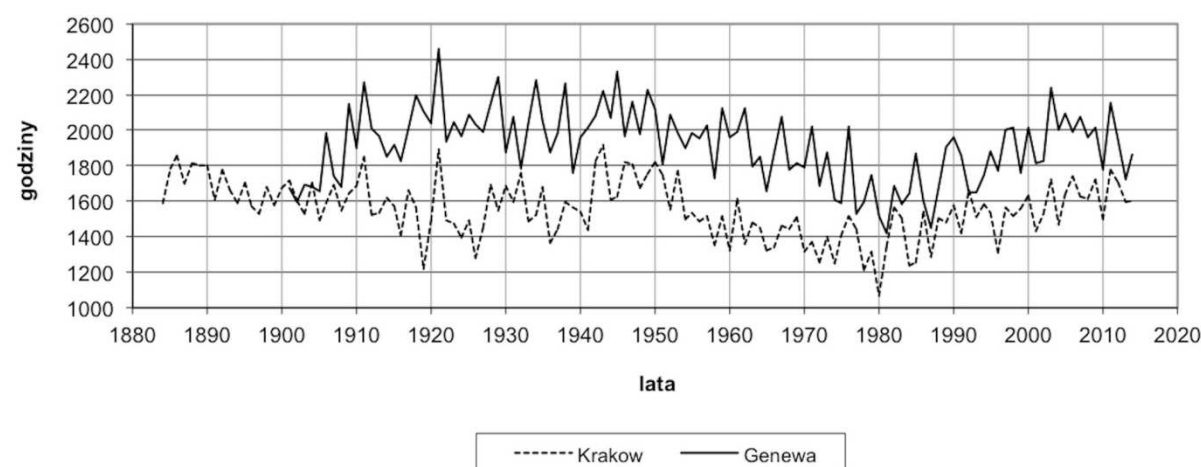
Rys. 2. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Poczdamie na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Potsdam against the series of Krakow



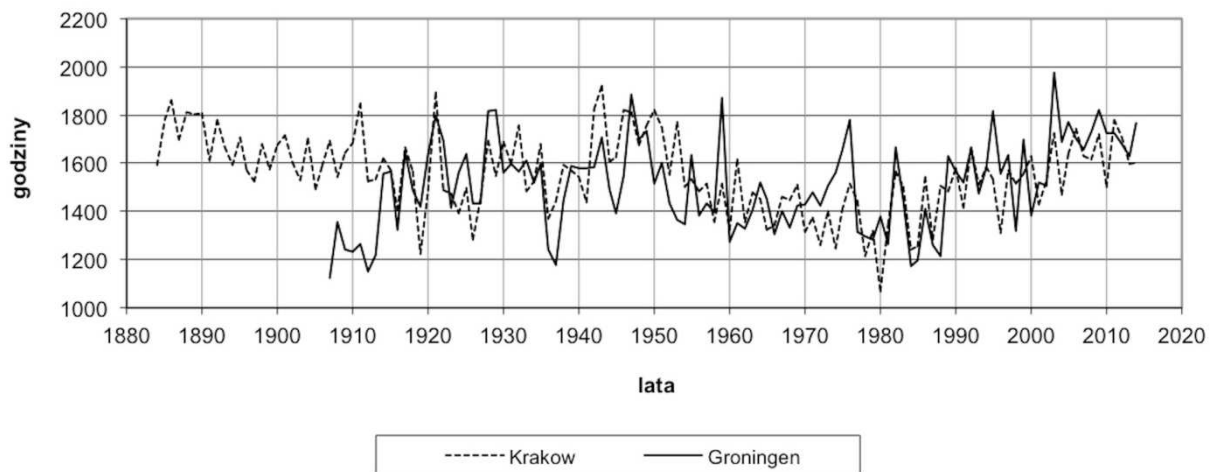
Rys. 3. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Bazylei na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Basel against the series of Krakow



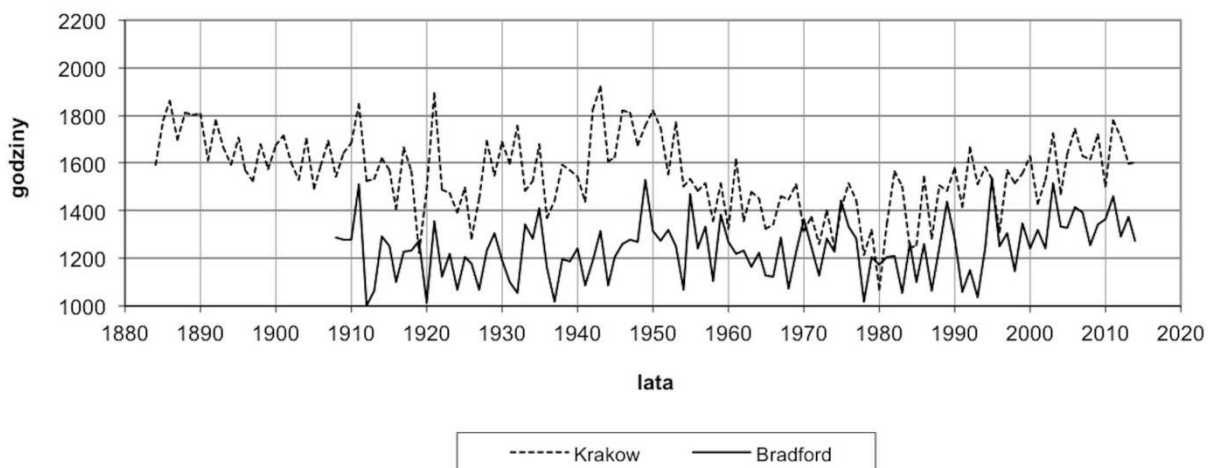
Rys. 4. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Lugano na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Lugano against the series of Krakow



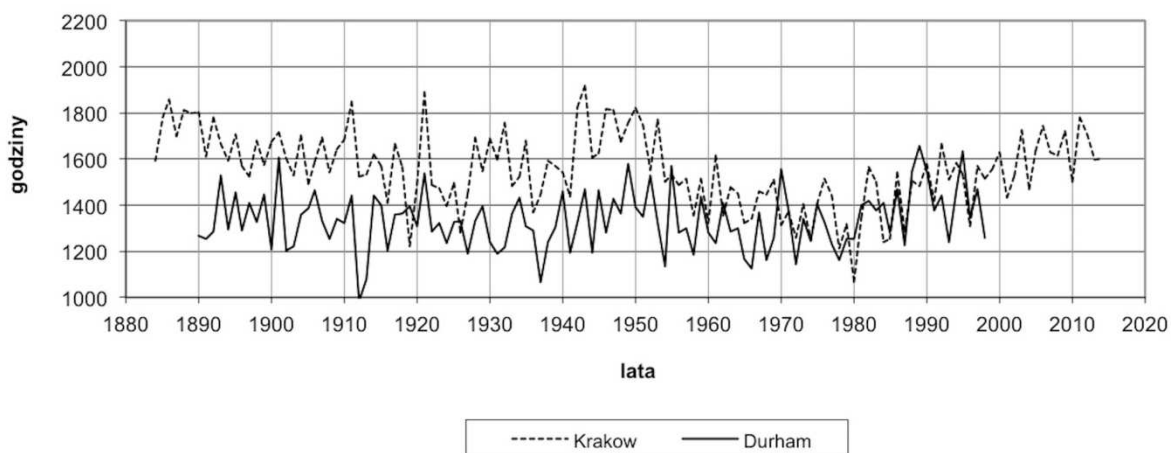
Rys. 5. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Genewie na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Geneva against the series of Krakow



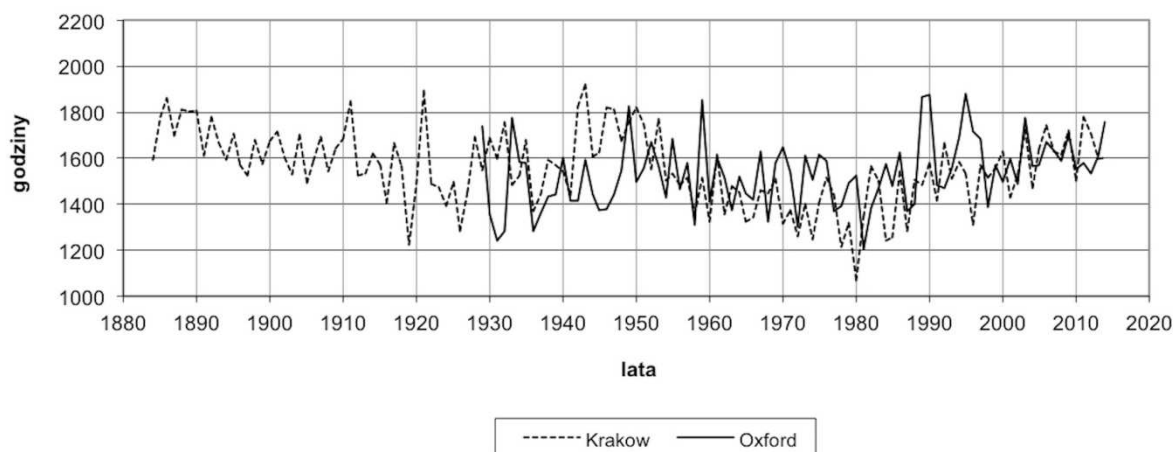
Rys. 6. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Groningen na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Groningen against the series of Krakow



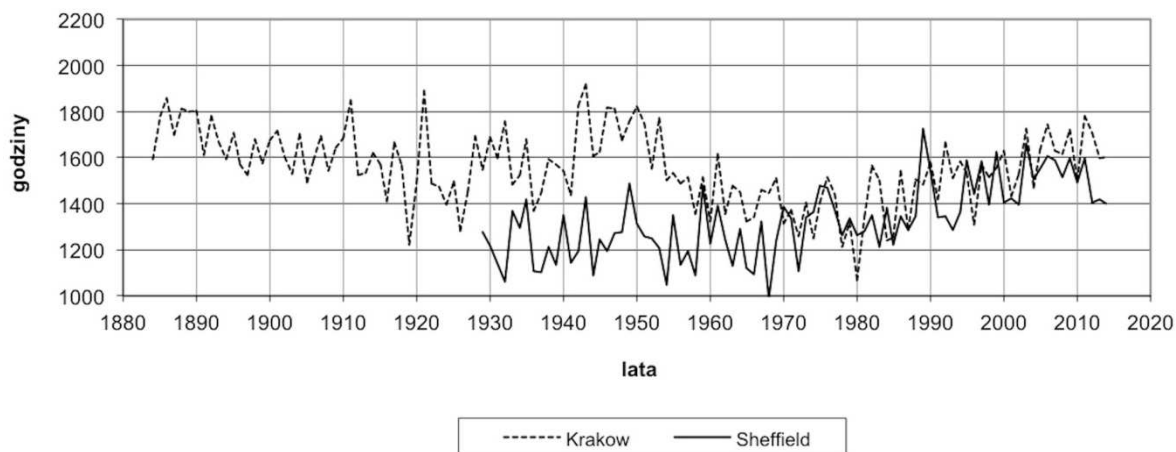
Rys. 7. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Bradford na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Bradford against the series of Krakow



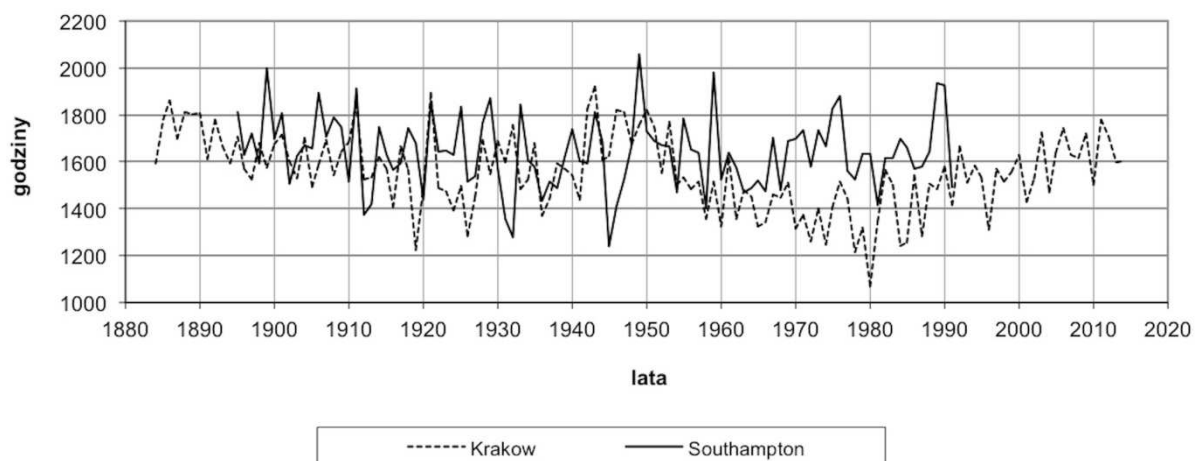
Rys. 8. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Durham na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Durham against the series of Krakow



Rys. 9. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Oxford na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Oxford against the series of Krakow



Rys. 10. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Sheffield na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Sheffield against the series of Krakow



Rys. 11. Przebieg wieloletni sum rocznych usłonecznienia (godziny) w Southampton na tle serii krakowskiej
Long-term course of sunshine duration sums (hours) in Southampton against the series of Krakow

Występowanie podobnych tendencji w wieloletnim przebiegu usłonecznienia na wielu stacjach w Europie prawdopodobnie ma przyczyny cyrkulacyjne, wzmocnione czynnikami antropogenicznymi, które przejawiają się w zmianach wielkości i rodzaju zachmurzenia (Matuszko 2014).

Największa roczna suma usłonecznienia występuje w Lugano, które położone jest najbardziej na południe spośród analizowanych miast (tab. 3),

w strefie klimatu śródziemnomorskiego. Nawet w chłodnej części roku sumy miesięczne usłonecznienia są tu większe niż 100 godzin, a w lipcu przekraczają nawet 260 godzin. Jednak bardziej słoneczne lato, o ponad 50 godzin, panuje w Genewie. Najmniejsze usłonecznienie, poniżej 1300 godzin rocznie, charakteryzuje stacje Bradford i Sheffield, położone w zachmurzonej i mglistej północnej Anglii.

Tabela 3

Sumy miesięczne i roczne usłonecznienia rzeczywistego – a (godziny) i względnego – b (%) na wybranych stacjach w Europie w latach 1929–1991

Monthly and annual sums of sunshine duration – a (hours) and relative sunshine duration – b (%) in selected stations in Europe in the years 1929–1991

Stacja		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Kraków 50°03'N 19°56'E	a	43,7	58,6	102,5	145,2	194,3	206,9	216,3	196,3	148,2	106,7	49,0	34,9	1502,5
	b	16	21	28	35	41	42	44	44	39	32	18	14	34
Wiedeń 48°13'N 16°22'E	a	56,8	81,8	132,4	176,2	210,2	237,8	255,6	238,6	184,8	133,0	59,2	48,3	1814,7
	b	21	29	36	43	45	50	53	54	49	40	21	18	41
Poczdám 52°24'N 13°04'E	a	53,0	71,7	135,2	174,8	230,7	239,7	235,4	220,7	174,8	117,0	53,8	43,2	1749,8
	b	21	26	37	42	47	48	47	49	46	35	20	18	39
Bazylea 47°33'N 7°35'E	a	62,4	81,9	128,5	154,1	182,8	203,5	229,9	208,0	163,9	113,9	67,4	56,1	1652,3
	b	23	29	35	38	39	43	48	47	43	34	24	21	37
Lugano 46°00'N 8°57'E	a	115,7	131,4	165,5	176,7	184,8	224,7	260,6	236,1	187,9	148,3	108,8	109,1	2049,7
	b	41	45	45	43	40	48	55	54	50	44	38	40	46
Genewa 46°12'N 6°09'E	a	52,8	88,5	151,0	185,9	217,7	246,3	281,9	250,9	193,6	123,1	62,2	44,2	1898,1
	b	19	31	41	46	47	52	59	57	51	36	22	16	43
Groningen 53°13'N 6°34'E	a	44,5	67,4	109,1	156,9	205,2	202,9	188,4	185	136,7	95,5	50,3	36,5	1478,5
	b	18	24	30	37	42	40	37	41	36	29	19	15	33
Bradford 53°47'N 1°45'W	a	33,8	52,2	88,3	128,6	167,4	175,8	162,7	151,0	114,1	80,7	45,9	26,6	1227,1
	b	13	19	24	31	34	34	32	33	30	25	18	11	27
Durham 54°46'N 1°34'W	a	53,2	65,8	103,9	134,9	168,1	171,7	157,1	152,0	124,0	93,7	62,3	45,0	1331,7
	b	22	24	28	32	34	33	30	33	32	29	25	20	30
Oxford 51°45'N 1°15'W	a	55,0	70,0	116,5	151,6	189,1	197,7	189,7	180,1	137,3	101,3	65,8	51,5	1505,5
	b	21	25	32	36	39	40	38	40	36	31	25	21	34
Sheffield 53°23'N 1°28'W	a	39,7	51,6	94,2	125,4	166,5	180,2	170,8	157,2	121,8	84,4	47,4	33,8	1273,1
	b	15	19	26	30	34	36	34	35	32	26	18	14	28
Southampton 50°54'N 1°24'W	a	56,1	72,3	121,1	166,5	202,4	208,9	209,0	196,4	148,9	109,8	69,9	51,0	1612,3
	b	21	26	33	40	42	42	42	44	39	33	26	20	36

W większości miast maksimum usłonecznienia przypada na lipiec (Kraków, Wiedeń, Lugano, Bazylea, Genewa, Southampton) lub czerwiec (Poczdąm, Bradford, Durham, Oxford, Sheffield), jedynie w Groningen na maj (tab. 3). Na wszystkich stacjach najmniejsze usłonecznienie jest w grudniu, z wyjątkiem Lugano, w którym nieco mniejsze usłonecznienie występuje w listopadzie. Jesień ma więcej godzin ze słońcem niż wiosna w Wiedniu i na stacjach szwajcarskich. Sumy miesięczne usłonecznienia są większe niż w Krakowie na stacjach położonych w południowo-zachodniej Europie, a mniejsze – na stacjach brytyjskich. Jedynie w zimie w Southampton, Durham i Oxford usłonecznienie jest większe niż w Krakowie. Poczdąm, ze względu na bardzo słoneczne miesiące letnie, ma o ponad 200 godzin większe usłonecznienie niż Kraków (tab. 3).

Dopełnieniem charakterystyki warunków heliograficznych wybranych miast Europy jest miesięczne i roczne usłonecznienie względne (tab. 3), które według Stenza (1952) „lepiej odzwierciedla charakter słoneczny miejscowości, zwłaszcza, gdy chodzi o porównywanie różnych pór roku” oraz „eliminuje zarówno zmienną długość dnia, jak i zmienną czułość heliografu”.

Największe roczne usłonecznienie względne (powyżej 40%) występuje w Lugano, Genewie i Wiedniu, natomiast najmniejsze (poniżej 30%) w Bradford i Sheffield (tab. 3). Najwyższe miesięczne wartości przypadają najczęściej na lipiec i sierpień (Kraków, Lugano, Genewa, Bazylea, Wiedeń) lub maj i czerwiec (stacje brytyjskie), a najniższe występują w zimie (tab. 3).

Unikatowym miejscem do badań klimatu, jako tła procesów zachodzących na terenach zurbanizowanych, jest obszar Arktyki. Analiza przebiegu sum rocznych usłonecznienia w Krakowie, Hornsundzie i Barentsburgu (Matuszko i in. 2015) wykazuje pewną zgodność tendencji do lat 80. XX wieku. Potem usłonecznienie w Krakowie wzrasta, natomiast w Barentsburgu i Hornsundzie maleje. Zdaniem Matuszko i in. (2015) w rejonach polarnych nie zaznacza się tak jak w miastach europejskich okres wzrostu usłonecznienia (*global brightening*) w ostatnich trzech dekadach analizowanego wielolecia. Porównanie wartości usłonecznienia względnego na stacjach w strefie polarnej wskazuje głównie na przyczyny cyrkulacyjne wieloletniej zmienności usłonecznienia.

Wnioski

Analiza zmienności usłonecznienia w miastach europejskich jest trudna z powodu niewielkiej liczby długich, oryginalnych i jednorodnych serii pomiarowych. Dotychczasowe opracowania dotyczące wieloletniej zmienności usłonecznienia w Europie oparte były na odtworzonych lub uzupełnianych seriach heliograficznych, którym homogeniczność przywrócono dzięki metodom statystycznym. Spośród analizowanych w pracy stacji tylko Kraków i Poczdąm posiadają ponad stuletnie unikatowe serie usłonecznienia, pozbawione luk i zmiany przyrządu pomiarowego. Zaleca się dużą ostrożność przy korzystaniu z internetowych baz danych, zwłaszcza, gdy brakuje metadanych stacji, a analizy dotyczą wieloletnich zmian klimatu i obejmują okres po 2000 roku, gdy wprowadzono przyrządy automatyczne.

Przebieg wieloletni i roczny usłonecznienia w wybranych miastach Europy wykazuje duże podobieństwo. Można zauważyć wspólne okresy wzrostu i spadku usłonecznienia oraz wartości ekstremalne przypadające na te same lata (max – 1943, 1921 rok, min – 1980 rok). Warto zwrócić uwagę, że podobne tendencje w przebiegu wieloletnim sum rocznych występowały nie tylko w okresach „globalnego zaciemnienia” i „globalnego rozjaśnienia”, ale także na przełomie XIX i XX wieku oraz w pierwszej połowie XX wieku. Trudno jednoznacznie określić przyczyny wieloletniej zmienności usłonecznienia w miastach Europy. Podobne tendencje na tak dużym obszarze świadczą o globalnych uwarunkowaniach dopływu promieniowania słonecznego, jedynie modyfikowanych czynnikami lokalnymi. Uwarunkowania makroskalowe mogą mieć genezę zarówno cyrkulacyjną, jak i antropogeniczną.

We wszystkich miastach zmienność roczna usłonecznienia zależy głównie od położenia stacji – szerokości geograficznej i uwarunkowań cyrkulacyjnych, wpływających na wielkość i rodzaj zachmurzenia. Duże zanieczyszczenie w miastach z pewnością wpływa na ograniczenie przezroczystości powietrza i zmniejszenie usłonecznienia. Jednak oddziaływanie tego czynnika, przy dominującej roli zachmurzenia, jest bardzo trudne do uchwycenia i wymaga dalszych badań.

Literatura

- Brázdil Rudolf. 1991. Kolísání vybraných meteorologických prvků ve střední Evropě v období přístrojových pozorování. Tom 2 – Národní klimatický program České a Slovenské Federativní Republiky. Praha: Český hydrometeorologický ústav.
- Bryś Krystyna. 2013. Dynamika bilansu radiacyjnego murawy oraz powierzchni nieporośniętej. Monografie CLXII. Wrocław: Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu.
- Kerr Andrew, Richard Tabony. 2004. „Comparison of sunshine recorded by Campbell–Stokes and automatic sensors”. *Weather* 59 (4): 90-95.
- Kuczmański Mieczysław. 1982. „Usłonecznienie i zachmurzenie w Krakowie”. *Przegląd Geofizyczny* XXVII (3-4): 241-249.
- Kuczmański Mieczysław. 1990. „Usłonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii”. *Dokumentacja Geograficzna* 4: 1-67.
- Landsberg Helmut E. 1981. The urban climate. International Geophysics Series 28. New York: Academic Press.
- Lewińska Janina. 2000. Klimat miasta: zasoby, zagrożenia, kształtowanie. Kraków: Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, Oddział w Krakowie.
- Liepert Beate G. 2002. „Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990”. *Geophysical Research Letters* 29 (10): 1421, doi: 10.1029/2002GL014910.
- Marciniak Kazimierz, Gabriel Wójcik. 1991. „The variation of sunshine duration in the middle part of northern Poland during the period 1946-1989”. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 396: 109-115.
- Matuszko Dorota. 2009. Wpływ zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne (na przykładzie krakowskiej serii pomiarów). Kraków: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Matuszko Dorota. 2012. „Porównanie wartości usłonecznienia mierzonego heliografem Campbella-Stokesa i czujnikiem elektronicznym CSD3”. *Przegląd Geofizyczny* LVII (1): 3-10.
- Matuszko Dorota. 2014. „Long-term variability in solar radiation in Krakow based on measurements of sunshine duration”. *International Journal of Climatology* 34 (1): 228-234.
- Matuszko Dorota. 2015. „A comparison of sunshine duration records from the Campbell-Stokes sunshine recorder and CSD3 sunshine duration sensor”. *Theoretical and Applied Climatology* 119 (3): 401-406.
- Matuszko Dorota, Ireneusz Jędrzychowski. 2007 (2006). „Pomiary usłonecznienia w Krakowie”. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B - Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* LXI (33): 284-289.
- Matuszko Dorota, Daniel Celiński-Mysław, Jakub Soroka. 2015. „Usłonecznienie w Arktyce europejskiej i Grenlandii na podstawie danych z wybranych stacji strefy polarnej”. *Problemy Klimatologii Polarnej* 25: 127-138.
- Morawska-Horawska Maria. 1984. „Współczesne zmiany w zachmurzeniu i usłonecznieniu Krakowa na tle 120-lecia”. *Przegląd Geofizyczny* XXIX (3): 271-284.
- Norris Joel R., Martin Wild. 2007. „Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming” and solar “brightening”. *Journal of Geophysical Research* 112 (D8): D08214, doi: 10.1029/2006JD007794.
- Painter Henry E. 1981. „The performance of a Campbell-Stokes sunshine recorder compared with a simultaneous record of normal incidence irradiance”. *The Meteorological Magazine* 110: 102-109.
- Pallé Enric, Christopher J. Butler. 2002. „Comparison of sunshine records and synoptic cloud observations: a case study for Ireland”. *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 405-414.
- Podstawczyńska Agnieszka. 2007. „Cechy solarne klimatu Łodzi”. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 7: 1-294.
- Pokorný Jiří, Karel Vaniček. 2007. „Automatizace měření slunečního svitu na stanicích Českého hydrometeorologického ústavu pomocí elektronických slunoměrů”. *Meteorologické zprávy* 60 (4): 106-116.
- Ruckstuhl Christian, Joel R. Norris. 2009. „How do aerosol histories affect solar “dimming” and “brightening” over Europe? IPCC-AR4 models versus observations”. *Journal of Geophysical Research* 114: D00D04, doi: 1029/2008JD011066.
- Sanchez-Lorenzo Arturo, Martin Wild, Michele Brunetti, Jose A. Guijarro, Maria Z. Hakuba, Josep Calbó, Stefanos Mystakidis, Blanka Bartok. 2015. „Reassessment and update of long-term trends in downward surface shortwave radiation over Europe (1939-2012)”. *Journal of Geophysical Research* 120 (18): 9555-9569.
- Słomka Jan. 1957. Usłonecznienie we Wrocławiu. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, seria B, nr 79. Wrocław: PWN.
- Stanhill Gerald. 2003. „Through a glass brightly: some new light on the Campbell–Stokes sunshine recorder”. *Weather* 58 (1): s. 3-11.
- Stenz Edward. 1952. „Zachmurzenie Polski”. *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny* V (1-2): 69-81.
- Ustrnul Zbigniew. 1997. Uzupełnianie i weryfikacja danych krakowskiej serii pomiarowej temperatury i ciśnienia powietrza z lat 1792-1825. W: Janina Trepińska (red.) *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, 79-88. Kraków: In-

- stytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Wild Martin. 2012. „Enlightening Global Dimming and Brightening”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93 (1): 27-37.
- WMO (World Meteorological Organization). 2008. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation: (CIMO guide), WMO-No. 8 Secretariat of the WMO, Geneva.
- http://eklima.met.no/Help/Stations/toDay/all/no_Stations.html,
- <http://meteo.ru/english/climate/suns.php>
- <http://www.ecad.eu/dailydata/customquery.php>
- <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/getpage.pl>
- <http://www.geba.ethz.ch/>
- <http://www.knmi.nl/klimatologie/achtergrondinformatie/brochures.html>
- http://www.knmi.nl/research/climate_observations/
- <http://www.metoffice.gov.uk/climate/uk/stationdata/>
- <http://www.metoffice.gov.uk/public/weather/climate-historic/#?tab=climateHistoric>
- <https://www.pik-potsdam.de/services/climate-weather-potsdam/climate-diagrams/sunshine-duration>

Summary

The aim of the study is to characterize the variability of sunshine duration in selected European cities based on the long-term series of heliographic data. The paper is also a voice in the discussion on the methodological concerns regarding homogeneity of climatological series available in online databases, which are used for the analysis of climate change. A review of the long-term heliographic series in Europe was performed and, after a laborious verification of the data from different online databases for further analysis, 12 stations were selected with certain reservations: Krakow, Vienna, Potsdam, Groningen, Basel, Lugano, Geneva, Bradford, Durham, Oxford, Sheffield, Southampton.

Long-term course was presented based on the longest possible series for each station. For comparisons of monthly and annual values of sunshine duration and relative sunshine duration, the data from the common period covering the

years 1929–1991 was used. For the detailed characteristic the longest heliographic series in Europe were used: Krakow and Potsdam series (common period: 1893–2014).

An analysis of the correlation of monthly sums of sunshine duration showed that all relationships are statistically significant at the level of < 0.05 . The strongest relationships exist between the British stations, especially between Oxford and Southampton (0.85). The heliographic series of Swiss stations show a strong correlation as well (Geneva and Lugano – 0.74). The series of Krakow has the highest correlation coefficients with the sunshine duration values from Vienna (0.73) and Potsdam (0.61) and the lowest with the British stations. The long-term and annual course of sunshine duration is very similar in the selected European cities. Common periods of increase and decrease of sunshine duration can be noted, as well as extreme values occurring in the same years (max – 1921, 1943; min – 1980). It is worth noting that similar trends in long-term course of annual sums occurred not only in periods of “global dimming” and “global brightening” but also at the turn of the twentieth century and in the first half of the twentieth century. It is difficult to determine the cause of long-term sunshine duration variability in European cities. Similar trends over such a large area evidence the global determinants of solar radiation, modified only by local factors. Macro scale conditions might have both circulation and anthropogenic origin (e.g. the industrialization in the 50s to 80s of the twentieth century).

In all the cities the annual variability of sunshine duration depends mainly on the position of the station – latitude and circulation conditions, affecting the size and type of cloud cover. Major pollution in cities certainly affects the reduction of air transparency and reduction of sunshine duration. However, the impact of this factor, with the dominant role of cloudiness, is very difficult to grasp and requires further study.

OCENA POTENCJAŁU ENERGII SŁONECZNEJ W WARSZAWIE Z WYKORZYSTANIEM MODELU R.SUN

Estimating solar energy potential in Warsaw with the „r.sun” model

BARTOSZ CZERNECKI*, KATARZYNA JABŁOŃSKA**

Zarys treści. W pracy przedstawiono założenia metodyczne szacowania potencjału energii słonecznej w Warszawie. Symulacje GIS wykonano na podstawie uproszczonego, trójwymiarowego modelu zabudowy. Główną część obliczeń przeprowadzono dzięki otwartoźródłowemu modułowi *r.sun* dedykowanemu dla środowiska GRASS-GIS 6.4. Po pozytywnej weryfikacji symulacji testowych ze zdjęciami lotniczymi przystąpiono do stworzenia procedur automatyzacyjnych, które pozwoliły na skrócenie czasu obliczeń. Symulacje przeprowadzono z rozdzielczością 1 m² dla obszaru ponad 517 km², na klastrach obliczeniowych uruchamianych w środowisku GNU/Linux. W celu ograniczenia rozmiaru bazy danych rezultaty symulacji dla każdej godziny w roku ograniczono do powierzchni dachów budynków stosując binarną reklasyfikację danych (tj. 0 – obszar zacieniony, 1 – obszar nasłoneczniony). Syntetyczne warunki atmosferyczne parametrów insolacyjnych dla każdej godziny w roku uwzględniano w obliczeniach wartości promieniowania bezpośredniego, rozproszonego i całkowitego dla obszarów nasłonecznionych i zacienionych. Uzyskane wartości stanowiły następnie informację wejściową dla pozostałych modułów udostępnionego on-line kalkulatora energetycznego oceniającego potencjalną produkcję energii, wpływ inwestycji na środowisko oraz efekty ekonomiczne.

Słowa kluczowe: promieniowanie słoneczne, zacienienie, fotowoltaika, energia odnawialna, *r.sun*, GRASS, modelowanie GIS, Cities on Power

Abstract. This research shows the methodological assumptions related to estimating solar energy potential in Warsaw. All calculations were performed with the use of an open-source “r.sun” model available within the GRASS-GIS 6.4. software. Introductory simulations were validated against airborne images confirming the high quality of model calibration against astronomical and simplified 3D model of buildings in Warsaw. Subsequent automation procedures were created for the GNU/Linux supercomputing clusters in order to reduce computation time. To limit the final size of the database, results for the area of 517,000,000 square meters were clipped to cover the surface of rooftops only, using a binary data type (i.e. 0 – shadow, 1 – sunny areas) and synthetic atmospheric conditions (i.e. taking into account annual changes of sun declination, cloudiness, Linke atmospheric turbidity coefficient, etc.). Such a solution enables the following calculations: direct, diffuse and total solar radiation for every square meter of a building’s surface in Warsaw. The obtained GIS layers were then transformed as input information for other modules of a fully interactive IT-toolbox for estimating solar potential, which allows citizens and decision makers to estimate how much energy they can derive in a specific point from solar panels, when they can expect a return on their investment and how it will affect the natural environment.

Key words: solar radiation, shading, photovoltaics, renewable energy, *r.sun*, GRASS, GIS modeling, Cities on Power

Wstęp

Zgodnie z przyjętym pakietem klimatycznym produkcja energii elektrycznej z odnawialnych źródeł energii (OZE) w Unii Europejskiej powinna pokrywać przynajmniej 20% ogólnego bilansu zużycia energii w 2020 roku, przy jednoczesnej redukcji emisji dwutlenku węgla o 20% w porów-

naniu do roku 1990 (Dyrektywa PEiR 2009/29/WE). Cel ten nie jest identyczny dla wszystkich krajów członkowskich. W przypadku Polski wypracowane ustalenia przekładają się na wzrost udziału odnawialnych źródeł energii w finalnym zużyciu do poziomu przynajmniej 15% w roku 2020 i 20% w roku 2030 oraz zwiększenia stopnia dywersyfikacji źródeł i rozwoju energetyki rozproszonej (Ministerstwo Gospodarki 2009). Tymcza-

* Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Klimatologii, ul. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: nwp@amu.edu.pl

** Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Podleśna 61, 01-673 Warszawa; e-mail: katarzyna.jablonska@imgw.pl

sem wśród wykorzystywanych źródeł produkcji energii elektrycznej w Polsce w dalszym ciągu dominujący udział (85,91%) przypada na złoża węgla kamiennego (51,28% – 2014 roku) i brunatnego (34,63% – 2014 roku) (Polskie Sieci Energetyczne 2015).

Po wstąpieniu Polski do Unii Europejskiej udział energetyki odnawialnej w całkowitej produkcji energii elektrycznej jest z roku na rok coraz większy, jednak dynamika wzrostu jest mniejsza niż w latach ubiegłych. Przykładowo, w latach 2008–2011, średnioroczny przyrost udziału produkcji elektrycznej z odnawialnych źródeł energii wyniósł 1,3% i był dwukrotnie wyższy w porównaniu do okresu 2011–2014. Obecnie wg Urzędu Regulacji Energetyki (stan na 2014 rok) OZE pokrywa 13,3% zapotrzebowania energetycznego kraju, z czego blisko połowa przypada na energię uzyskiwaną ze współspalania i biomasy. Oznacza to, że dalszy rozwój OZE musi odbywać się w kierunku bardziej przyjaznych środowisku metod pozyskiwania energii takich jak np. geotermia, hydroenergetyka, fotowoltaika czy energetyka wiatrowa. Spośród wymienionych gałęzi energetyki odnawialnej największa produkcja przypada na energię z wiatru, która w 2012 roku pokrywała ok. 3,2% zapotrzebowania krajowego przy średnim rocznym wzroście tego udziału na poziomie ok. 0,6–0,8%. Udział produkcji elektrycznej z hydroenergetyki waha się w granicach 1,5–2,5% w zależności od warunków hydrologicznych, przy czym długoterminowo nie obserwuje się znacznego przyrostu zainstalowanej mocy wytwórczej (Bajkowski, Górnikowska 2013). Na tle wyżej wymienionych OZE udział energii elektrycznej pochodzącej z energii słonecznej był najmniejszy i stanowił zaledwie 0,008% całości zapotrzebowania krajowego. Na uwagę zasługuje natomiast wysoka dynamika wzrostu zainstalowanej mocy pozyskiwanej z energii słonecznej. W 2015 roku zainstalowana moc osiągnęła 39,1 MW w porównaniu do 25,9 MW w roku 2014. Jednak w dalszym ciągu zainstalowana moc produkcyjna w przeliczeniu na mieszkańca jest kilkadziesiąt- lub kilkasetkrotnie mniejsza w porównaniu do krajów o bardzo zbliżonych warunkach aktywności (Niemcy – 474,1 W/os., Czechy – 196,1 W/os., Dania – 106,9 W/os.; Euroserv'ER 2015).

Mając na uwadze powyższe przesłanki podejmowane są różne inicjatywy dotyczące promocji OZE w Polsce, z uwzględnieniem wyznaczonych trendów dywersyfikacji, rozproszenia przestrzennego i optymalizacji produkcji z tych źródeł energii. Z tej perspektywy przez długie lata zaniedbywany był potencjał obszarów miejskich,

które odpowiadają za ponad 70% zużycia energii elektrycznej w krajach Unii Europejskiej. Jednym z projektów, który miał na uwadze wypełnienie istniejącej luki jest inicjatywa *Cities on Power*, która dąży do stworzenia interaktywnych narzędzi wspomagających proces decyzyjny inwestowania w OZE, a w konsekwencji realizacji wyznaczonego przez Unię Europejską progu 20% produkcji energii ze źródeł odnawialnych do roku 2020. Wspomniana inicjatywa dodatkowo uwzględnia założenia dyrektywy Unii Europejskiej 2010/31/EU zakładającej zerowy bilans energetyczny nowo powstających budynków od 2020 roku. Oznacza to, że nowe inwestycje będą musiały w optymalnym stopniu wykorzystywać dostępne źródła energii odnawialnej w miejscu potencjalnej inwestycji (Scognamiglio, Røstvik 2013).

W celu stworzenia odpowiednich narzędzi mogących wspomóc proces decyzyjny inwestowania w OZE bezpośrednio w miejscu, w którym energia ta jest zużywana, podjęto próbę stworzenia interaktywnej mapy potencjału energii słonecznej na dachach budynków w Warszawie w oparciu o rozwiązania systemów informacji geograficznych (GIS). W zamierzeniu autorów mapa warunków solarnych powinna możliwie dokładnie odzwierciedlać obszary predestynowane pod kątem inwestycji w energię słoneczną, przy jednoczesnym zapewnieniu możliwości szacowania potencjalnych kosztów ekonomicznych i środowiskowych planowanej inwestycji dla odbiorców końcowych.

Mając na uwadze powyższe przesłanki w niniejszym artykule podjęto próbę przedstawienia głównych założeń metodycznych wypracowanych algorytmów, które mogą służyć do oceny warunków solarnych w miastach, a które jednocześnie (1) mogą być stosowane w większości spotykanych warunków fizjonomii miast w Polsce, (2) w sposób szybki i efektywny pod względem obliczeniowym, (3) niewielkim nakładem inwestycyjnym, (4) w sposób precyzyjny (5) i łatwy do modyfikacji w przyszłości.

Dane i metody

Wieloletnie przestrzenne zróżnicowanie warunków aktywności w skali miasta (determinowanych czynnikami naturalnymi) jest zwykle stosunkowo niewielkie, zwłaszcza na obszarach o niezbyt skomplikowanej topografii terenu (Agugiario i in. 2012). Najważniejszym czynnikiem modyfikującym wieloletnie zróżnicowanie przestrzenne warunków solarnych w skali miasta

są przeszkody terenowe związane ze zmianami krajobrazu wprowadzonymi przez człowieka (budynki, wiadukty, sztuczne zadrzewienia itd.), które z kolei powodują zwiększony udział obszarów zacienionych. Drugim istotnym elementem warunkującym potencjalną wielkość produkcji energii słonecznej jest zmętnienie atmosfery wynikające z obecności w obrębie miejskiej warstwy mieszanania zwiększonej koncentracji aerozoli. W obliczeniach klimatologicznych można przyjąć, że zmiany te zachodzą sezonowo i mogą być uwzględniane jako wartości korekcyjne dla miast, posługując się odpowiednimi wielkościami współczynnika zmętnienia atmosferycznego Linkego (Kasten 1996). Ze względu na specyfikę obszarów miejskich (Chwieduk, Bogdańska 2004) oraz aplikacyjny charakter projektu *Cities on Power* zdecydowano się na rozwiązanie alternatywne, polegające na uwzględnieniu kombinacji zmian światłocienia na obszarze miasta dla każdej godziny w roku oraz wykorzystania tzw. danych syntetycznych obliczonych według normy EN ISO 15927:4, które powinny odpowiadać przebiegowi typowych lat meteorologicznych. Szczegółowe informacje na temat tworzenia tych zbiorów danych zawarto m.in. w publikacji Budzyńskiego i in. (2004) oraz na stronach internetowych Ministerstwa Infrastruktury i Budownictwa (http://mib.gov.pl/2-wskazniki_emisji_wartosci_opalowe_paliwa.htm).

W zamierzeniu powinny one zawierać przetworzone, syntetyczne dane pomiarowe dla analizowanych parametrów, które uzyskano dzięki tzw. statystycznym generatorom pogody (*Weather Generator*; Wilks, Wilby 1999).

W niniejszym opracowaniu przyjęto, że warunki aktynometryczne odpowiadające obszarom zacienionym dla danej godziny w roku to wartości promieniowania rozproszonego, natomiast dla obszarów nasłonecznionych przyjęto do obliczeń wartości promieniowania całkowitego (tj. sumy promieniowania rozproszonego i bezpośredniego). Jak wspomniano chwilowe wartości promieniowania pochodziły z „Typowych lat meteorologicznych” rekomendowanych dla celów inżynierskich przez Ministerstwo Infrastruktury i Budownictwa (<http://mib.gov.pl/media/3670/wmo123750iso.txt>). Tak przetworzone dane powinny odzwierciedlać rzeczywistą wariację zjawiska, zachowując jego spójność fizyczną i wartości charakterystyk klimatologicznych. Publikowane dane, zdaniem autorów, częściowo nie spełniają tych wytycznych. Wątpliwości dotyczą m.in. metadanych związanych z lokalizacją pomiarów w Warszawie, które w rzeczywistości nie są prowadzone na

Okęciu, a na Bielanach, i dopiero od 1986 roku, a nie od 1970 roku. Wątpliwości budzi również relacja promieniowania bezpośredniego i rozproszonego, które różnią się w proporcjach obu składowych 3:7 (seria syntetyczna) zamiast oczekiwanych 5:5 (seria obserwacyjna), natomiast roczna suma napromieniowania całkowitego jest mniejsza w serii danych syntetycznych o ponad 60 kWh/rok. Mimo to jest to obecnie jedyna publicznie dostępna syntetyczna i bezpłatna seria danych aktynometrycznych stosowana w praktyce inżynierskiej, udostępniona przez Urząd m. st. Warszawy na potrzeby realizacji zamówienia wykonania mapy potencjału energii słonecznej dla Warszawy. Autorzy, mając świadomość niedoskonałości zastosowanej bazy danych, zdecydowali się na wypracowanie rozwiązania wykorzystującego chwilową (godzinową) konfigurację światłocienia, pozwalającą w łatwy sposób na zastosowanie dowolnego (syntetycznego) zbioru danych aktynometrycznych, także na późniejszym etapie aktualizacji mapy warunków solarnych. Koncepcja ta sprowadza się do rozdzielenia części modelowej odpowiedzialnej za tworzenie warstw rastrowych światłocienia z syntetyczną bazą wartości warunków solarnych w Warszawie.

Zacienienie powierzchni dachowej obliczono na podstawie uproszczonego trójwymiarowego modelu budynków dostarczonego przez Wydział Geodezji i Katastru Urzędu m. st. Warszawy. Uproszczenie geometrii budynków związane było z pominięciem możliwych spadków dachów budynków (tzw. model 2D+H). W przypadku większych budowli powierzchnia dachów była dzielona na mniejsze, płaskie części o różnych wysokościach, co przedstawiono na przykładzie Pałacu Kultury i Nauki oraz jego najbliższego otoczenia w rzucie perspektywicznym (rys. 1).

Spośród szeregu dostępnych modeli do obliczeń warunków solarnych szeroko stosowane są zarówno rozwiązania bezpłatne, otwartoźródłowe (*open source*), jak i rozwiązania komercyjne. Wśród tych drugich często spotykane rozwiązania bazują na modelu Solar Analyst (Fu, Rich 1999) zaimplementowanym w środowisku ArcGIS. Pierwsze testy wykonane z tym oprogramowaniem wskazały jednak na pewne ograniczenia związane z brakiem możliwości modyfikacji kodu źródłowego, np. w celu zrównoleglenia obliczeń, co w dużym stopniu ogranicza przeprowadzenie symulacji na dużych zbiorach danych. Zdecydowanie większe możliwości dopasowania kodu źródłowego do potrzeb użytkownika dają rozwiązania otwartoźródłowe, które bazują zarówno na zupełnie autorskich rozwiązaniach, jak i mogą korzystać



Rys. 1. Uproszczony model budynków 2D+H wykorzystany w obliczeniach modelowych światłocienia. Rzut perspektywiczny na centrum Warszawy od strony południowo-wschodniej

Simplified model of buildings (2D+H) used in this study.
Perspective view on the city center of Warsaw from a south-eastern side

z zewnętrznych bibliotek programistycznych specjalnie dedykowanych do tego celu (np. libRadtran (Mayer, Kylling 2005) lub solaR (Perpiñán 2012)), które z kolei mogą być implementowane w dowolnym środowisku GIS obsługującym dany język programowania (najczęściej jest to C, C++ lub Fortran).

Wśród tego typu rozwiązań najczęściej stosowanym modelem promieniowania słonecznego jest *r.sun* (Hofierka, Suri 2002; Hofierka, Kańuk 2009) dedykowany do bezpłatnego i otwartoźródłowego środowiska GRASS GIS (Neteler, Mitasova 2008). Bazuje on na algorytmach rastrowych uwzględniających m.in. wpływ rzeźby terenu, zmętnienie atmosfery oraz wykonujący obliczenia parametrów astronomicznych (azymut, kąt padania promieni słonecznych itp.) związanych z chwilowym położeniem słońca względem każdego piksela warstwy rastrowej. Moduł ten jest z powodzeniem stosowany zarówno w badaniach środowiskowych (Szymanowski i in. 2008; Kryza i in. 2010), jak i w rozpoznaniu warunków solarnych na obszarach miejskich (Hofierka, Kańuk 2009; Agugiario i in. 2012; Brito i in. 2012). Specyfika podejścia rastrowego modelu *r.sun* sprawia, że na obszarach miejskich powinien być on stosowany głównie dla dachów budynków lub powierzchni terenu. Uwzględnienie potencjału energii słonecznej dla ścian budynków możliwe jest jedynie w oparciu

o wyniki obecnie rozwijanych modeli trójwymiarowych (nie-rastrowych) (Hofierka, Zlocha 2012; Redweik i in. 2013), choć z punktu widzenia znacznie mniejszej produktywności powierzchni mocno nachylonych znaczenie tego typu rozwiązań w polskich warunkach nasłonecznienia jest obecnie drugorzędne.

Spośród szeregu opcji wynikających z szerokiej możliwości modułu *r.sun* skoncentrowano się na obliczeniach światłocienia wywołanego geometrią budynków, przyjmując jednolite warunki atmosferyczne dla całego miasta (tj. brak zachmurzenia, stały współczynnik zmętnienia atmosfery itp.). Symulacje wykonywano dla każdej pełnej godziny w roku ze słońcem powyżej horyzontu, z rozdzielczością przestrzenną piksela 1 metr. Wyniki symulacji przeprowadzonych przez Agugiario i in. (2012) wskazują, że zwiększenie rozdzielczości przestrzennej rastra powyżej 1 metra nie przynosi dodatkowych mierzalnych efektów w skali miejskiej, znacznie wydłużając przy tym czas wykonywania obliczeń.

W związku z czasochłonnością procedur obliczeniowych, wynikających z dużego obszaru analizy (ponad 517 000 000 m²), całość pracy podzielono na dwa etapy cząstkowe. W pierwszym etapie celem było przetestowanie wypracowanych założeń teoretycznych, wykonanie symulacji testowych oraz ich automatyzacja dla obszaru Śród-

mieścia. Wybór dzielnicy testowej nie był przypadkowy, gdyż stanowi ona zaledwie ok. 7% powierzchni całego miasta, umożliwiając jednocześnie przetestowanie działania modelu zarówno dla wysokich, jak i niskich konstrukcji oraz na obszarach o zwartej i luźnej zabudowie.

Aby uwzględnić potencjalne zacinienie generowane przez budynki znajdujące się w sąsiadujących dzielnicach zastosowano 200-metrowy bufor od granic administracyjnych dzielnicy. Wyniki cząstkowych symulacji były przycinane do powierzchni dachów, następnie reklasyfikowane zgodnie z przyjętym algorytmem dla powierzchni

zacienionych (oznaczonych jako 0) i nasłonecznionych (oznaczonych jako 1) oraz zapisywane do zaprojektowanej bazy danych PostgreSQL, przechowującej w poszczególnych kolumnach: współrzędne w układzie PUWG 2000 oraz dopisywane kolejno wartości 0 lub 1 w zależności od uzyskanej wartości symulacji światłocienia (por. tab. 1). Zapis binarny pozwolił dodatkowo na znaczne ograniczenie potrzebnej przestrzeni dyskowej, która bez tego zabiegu wykraczałaby możliwościami poza pojemności obecnie dostępnych pojedynczych nośników danych.

Tabela 1

Schemat przyjętego zapisu godzinowych wartości zacinienia

A scheme of SQL database for storing hourly simulation results

	X	Y	Styczeń	Luty	...
ok. 517 mln rzędów	7498300	5787200	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1 1
	7498301	5787200	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 0 1..	0 0 0 0 1 0 1
	7498302	5787200	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1 1
	7498303	5787200	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1 1
	7498304	5787200	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1 1
	7498305	5787200	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1..	0 0 0 0 1 1 1

kolejne wartości w kolumnach dla miesięcy oznaczają powierzchnię zaciennioną (0) lub nasłonecznioną (1); rzeczywiste wartości napromieniowania obliczane w trybie online na podstawie wyników symulacji, bazy danych syntetycznych oraz łączących je skryptów PHP i PostgreSQL

sunny pixels signed as 1, shadowed as 0; irradiation conditions for sunny and shadowed areas re-calculated using corresponding synthetic meteorological conditions using PHP and PostgreSQL online scripting solution

W ostatnim kroku tworzone były produkty testowe z zsumowanymi wartościami miesięcznymi i rocznymi napromieniowania całkowitego, bezpośredniego i rozproszonego według przyjętych otwartoźródłowych standardów (tj. mapy – w postaci plików GeoTIFF, bazy danych – w formacie PostgreSQL).

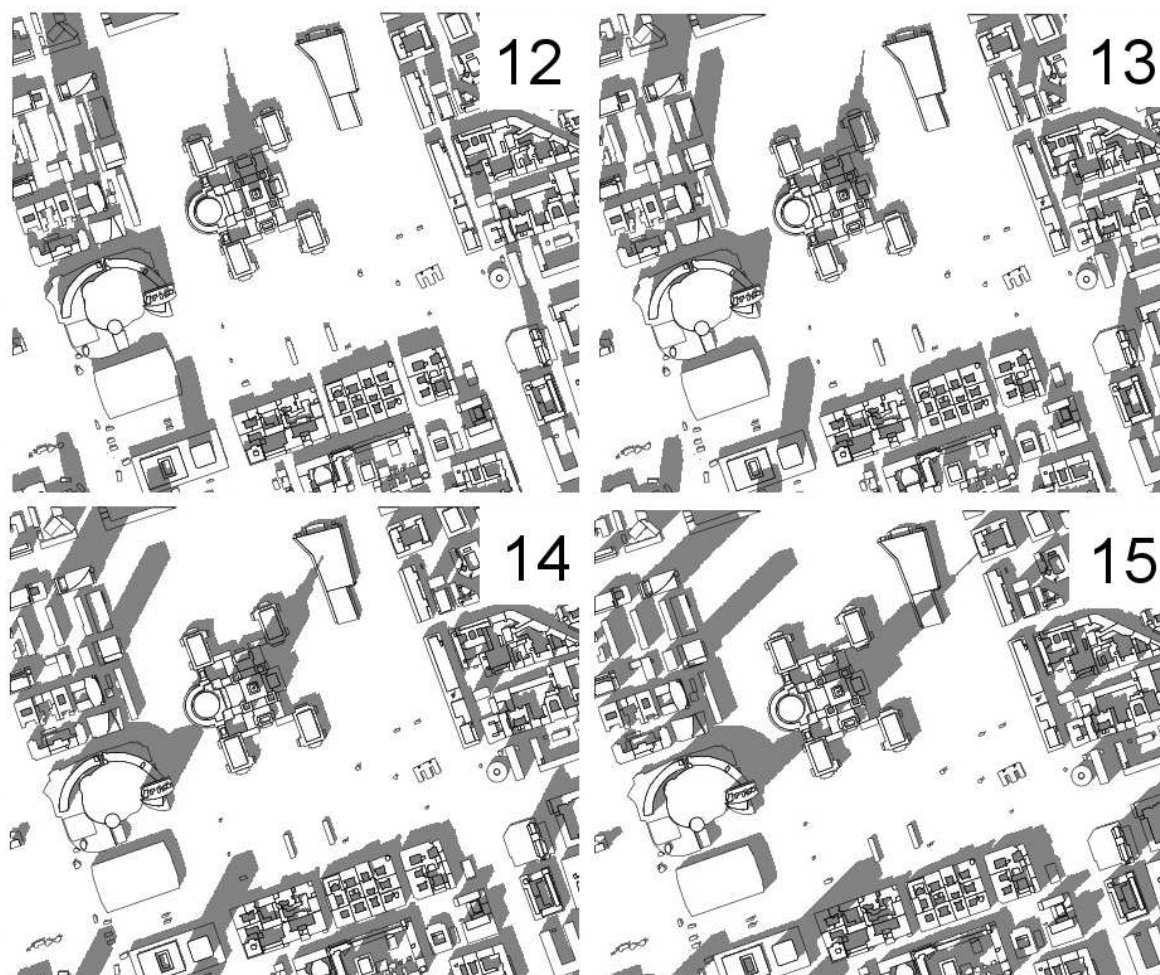
Wyniki symulacji testowych światłocienia zweryfikowano na podstawie zdjęć lotniczych wykonanych w dniu 1. września potwierdzając wysoką jakość symulacji modułu *r.sun*. Przykładowy wynik dla tego dnia zaprezentowano na przykładzie zachodniej części Śródmieścia (rys. 2). Warto zwrócić uwagę m.in. na prawoskrętny ruch cienia w ciągu dnia i wydłużający się w godzinach popołudniowych cień rzucany zwłaszcza przez najwyższe budynki.

Potwierdzenie poprawności obliczeń symulacji testowej dla obszaru Śródmieścia pozwoliło na

powielenie istniejącego wzorca dla pozostałych dzielnic miasta w drugim etapie prac. Przyspieszenie obliczeń było możliwe dzięki rozdzieleniu procedury modelowej na 18 klastrów obliczeniowych udostępnionych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy. Część obliczeniowa projektu trwała ponad 3 miesiące, po czym możliwe było złączenie wyników cząstkowych dla poszczególnych dzielnic oraz opracowanie produktu końcowego, tj. mapy potencjału energii słonecznej wraz z wypracowaną skalą kolorystyczną oraz bazy danych napromieniowania słonecznego. Przygotowane produkty zostały następnie sprzęgnięte w ramach synergii bazy PostgreSQL i kodu programistycznego PHP (wykonanego przez Research Studios Austria), jako jeden z kilku modułów kalkulatora energetycznego. Zastosowanie relacyjnych baz danych pozwoliło tym samym na stworzenie efektywnego

i w pełni interaktywnego narzędzia, które daje zdecydowanie większe możliwości niż w przypadku zastosowania tradycyjnych rozwiązań GIS opartych na statycznych warstwach rastrowych lub wektorowych. Stworzony produkt bazujący na wynikach obliczeń modułu *r.sun* pozwala w intuicyjny sposób m.in. ocenić zużycie energii w danym typie budynku, określić koszty ekonomiczne

i środowiskowe związane z planowanymi inwestycjami w odnawialne źródła energii (w tym także określenia potencjału słonecznego danego fragmentu dachu czy ewentualnej opłacalności, np. instalacji pompy ciepła), także dla osób nie będących specjalistami w zakresie odnawialnych źródeł energii oraz GIS.



Rys. 2. Przykładowe wyniki zreklasyfikowanych wyników symulacji dla zachodniej części Śródmieścia Warszawy w dniu 1. września

kolor szary – obszary zacienione; kolor biały – obszary nasłonecznione;
wartości w prawym górnym rogu oznaczają godziny według czasu CEST

Example of reclassified simulations for areas over southern part of city center on 1st September
gray colour – sunny areas; white colour – shadowed areas; values in upper right corner denote to CEST time

Wyniki

Uzyskane wyniki symulacji z wykorzystaniem modułu *r.sun* mogą być wykorzystane nie tylko w kontekście ich docelowego przeznaczenia jako produktu końcowego dla mieszkańców War-

szawy, ale także w szczegółowych badaniach klimatu miasta, w tym miejskiej wyspy ciepła oraz w procesie decyzyjnym na szczeblu administracyjnym, gdzie mogą w niedalekiej przyszłości zapadać losy dotyczące priorytetowości ewentualnego dofinansowania inwestycji w energię słoneczną. Poniżej przedstawiono przykładowe re-

zultaty z udziałami powierzchni dachowej w poszczególnych dzielnicach Warszawy, które w trakcie całego roku nie są zacienione (rys. 3). Zgodnie z przypuszczeniami najwięcej powierzchni zacienionych na dachach budynków występuje w Śródmieściu, podczas gdy w dzielnicach z dominującym udziałem zabudowy niskiej i jednorodzinnej (Białołęka, Ursus, Wawer, Wesola) udział ten jest ponad dwukrotnie mniejszy.

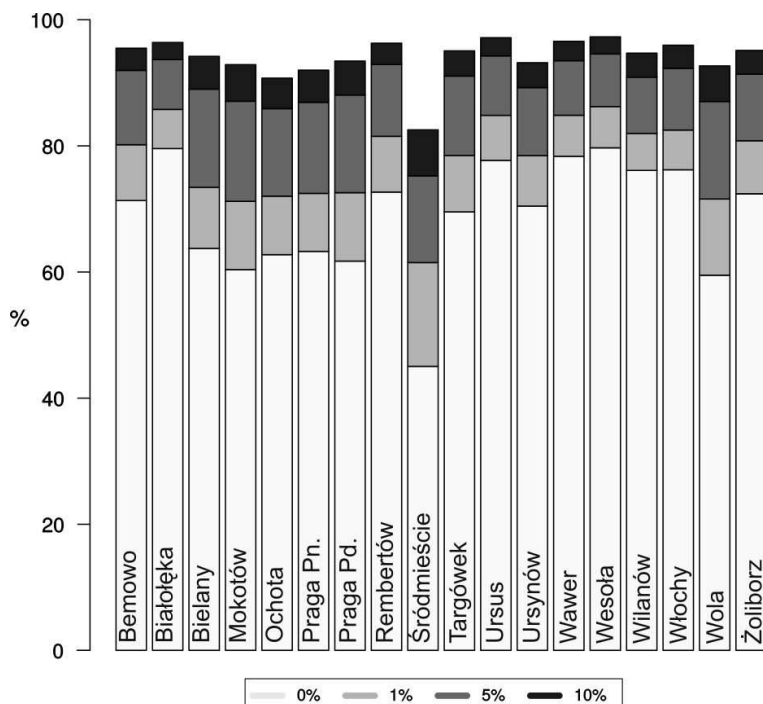
Podobne statystyki mogą zostać wygenerowane w odniesieniu, np. do procentowego czasu

w ciągu roku, w którym potencjalne warunki nasłonecznienia przekraczają określone wartości progowe. Przedstawiony poniżej przykład dotyczy procentowego udziału powierzchni dachowej w poszczególnych dzielnicach, z określoną liczbą godzin z nasłonecznieniem potencjalnym. Okazuje się, że w ciągu 90% czasu roku (ze słońcem powyżej horyzontu) ponad 69% powierzchni dachowej Warszawy nie jest zacieniona, co potwierdzają wcześniejsze statystyki dotyczące zdiagnozowanych prawidłowości pomiędzy dzielnicami (rys. 4).



Rys. 3. Udział procentowy powierzchni dachowej w poszczególnych dzielnicach Warszawy bez możliwości wystąpienia zacienienia

Percentage of roof areas in particular district of Warsaw with no shading impact of other buildings



Rys. 4. Wielkość powierzchni dachowej (w %) bez udziału zacienienia w poszczególnych dzielnicach lub zacienionej rzadko

odcienie szarości oznaczają procentowy czas zacienienia w ciągu roku

Percentage of roof areas in particular district of Warsaw with „never shading” and „almost never shading” conditions

gray colours denote to ratio of time with shading impact

Wnioski i dyskusja

W artykule opisano założenia metodyczne związane z tworzeniem map potencjału energii słonecznej, które mogą być uniwersalnie stosowane dla powierzchni dachów na obszarach miejskich. Rosnąca wydajność ogniw fotowoltaicznych sprawia, że w najbliższych latach zainteresowanie właśnie tym sektorem OZE będzie się nasilać, zwłaszcza w kontekście realizacji polityki klimatycznej Unii Europejskiej i postanowień strategii energetycznej Polski. Jednocześnie niedoszacowany potencjał rozwoju energetyki słonecznej w Polsce na tle krajów ościennych oraz konieczność dywersyfikacji OZE mogą wskazywać na duże szanse rozwoju tego sektora gospodarki. Warto zatem zadbać o dostarczenie możliwie pełnej i rzetelnej informacji związanej z aspektami klimatologicznymi (i ekonomicznymi) energetyki słonecznej na obszarach miejskich, które mogą być uzupełnieniem dostępnych na rynku rozwiązań komercyjnych.

Cieszący się dużą popularnością otwartoźródłowy i bezpłatny moduł *r.sun* dedykowany dla środowiska GRASS GIS pozwala na wypełnienie tej luki. Pod względem swoich możliwości, precyzji obliczeń i wydajności często przewyższa on także komercyjnie dostępne rozwiązania (Ruiz-Arias i in. 2009). Potwierdzeniem tych przypuszczeń okazała się weryfikacja przyjętych założeń dla uzyskanego rozkładu przestrzennego światłocienia, którą konfrontowano ze zdjęciami lotniczymi wykonanymi w dniu 1. września. Wypracowane rozwiązanie wymagało wykorzystania w praktyce zarówno wiedzy aktynometrycznej, odpowiedniego zaplanowania i walidacji wyników cząstkowych obliczeń oraz tworzenia łatwych do ewentualnych modyfikacji procedur programistycznych.

Końcowy algorytm postępowania, polegający na połączeniu syntetycznej serii danych modelowych warunków aktynometrycznych z godzinowymi wartościami obliczonego światłocienia z rozdzielczością 1 m^2 , jest zdaniem autorów rozsądnym kompromisem pomiędzy precyzją obliczeń, koniecznymi do użycia mocami obliczeniowymi, a mobilnością bazy danych i możliwością wykorzystania tych obliczeń w wersji interaktywnej na potrzeby odbiorców końcowych. Uwzględnienie niedoskonałości związanych z zastosowaniem rekomendowanych w praktyce inżynierskiej serii danych aktynometrycznych polegało na wypracowaniu rozwiązania umożliwiającego wykonywanie obliczeń wartości promie-

niowania bezpośredniego, rozproszonego i całkowitego w trybie interaktywnym. Takie rozwiązanie pozwala na łatwą i praktycznie bezkosztową aktualizację wyników wielomiesięcznych obliczeń astronomicznych parametrów położenia słońca (azymut, kąt padania promieni słonecznych itp.) i wywołanych przez nie efektów zacienienia względem każdego piksela utworzonej warstwy rastrowej dachów budynków.

Wcześniejsze rekomendacje dotyczące modelu *r.sun*, zawarte m.in. w publikacji Agugiario i in. (2012) oraz Redweik i in. (2013), użyte w niniejszym studium przypadku potwierdzają dużą uniwersalność tego narzędzia w ocenie warunków solarnych na obszarach miejskich, choć z pewnością nie mogą być one traktowane jednoznacznie jako kategorię zaleceń mające zastosowanie w każdym (potencjalnie możliwym) przypadku. Mimo to uzyskane rezultaty symulacji stanowią skuteczne i precyzyjne narzędzie wyróżniania obszarów predestynowanych pod kątem potencjalnych inwestycji w energetykę słoneczną, zarówno na potrzeby mieszkańców, jak i władz lokalnych.

Otrzymane w niniejszym opracowaniu wyniki obliczeń wskazują, że blisko 70% powierzchni dachowych w Warszawie pozostaje niezacieniona przez cały rok. Wartości te różnią się w rozbięciu na poszczególne dzielnice miasta. Przykładowo w Śródmieściu takich powierzchni jest tylko 45%, podczas gdy na Białołęce i w Wesołej – ponad 79%. Są to wartości teoretyczne, nie uwzględniające możliwości technicznych i prawnych instalacji fotowoltaicznych. Celem końcowym było zatem udostępnienie wyników obliczeń w przystępnej i interaktywnej formie, o wysokich możliwościach personalizacji obliczeń. Takie rozwiązanie pozwala zarówno na wybór odpowiedniej lokalizacji potencjalnej inwestycji poprzez wykorzystanie mapy warunków solarnych, jak i umożliwia wykonanie niezbędnych obliczeń przy użyciu kalkulatora energetycznego. W efekcie końcowym odbiorca indywidualny ma możliwość odpowiedniego skonfigurowania różnych form inwestycji w odnawialne źródła energii, w tym także uwzględniającej synergię kilku alternatywnych rozwiązań.

Podziękowania

Autorzy chcieliby serdecznie podziękować osobom, które przyczyniły się do pomyślnej realizacji mapy potencjału energii słonecznej dla Warszawy, realizowanej w ramach projektu „Cities on Power” na zlecenie

m. st. Warszawy. W szczególności chcielibyśmy podziękować Pani mgr Barbarze Bogdańskiej z Pracowni Aktywności Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego, Pracownikom Biura Ochrony Środowiska Biura Geodezji i Katastru Urzędu m. st. Warszawy oraz osobom współpracującym z ramienia Research Studios Austria.

Literatura

- Agugiario Giorgio, Francesco Nex, Fabio Remondino, Riccardo de Filippi, Shamar Droghetti, Cesare Furlanello. 2012. „Solar radiation estimation on building roofs and web-based solar cadaster”. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* I-2: 177-182.
- Bajkowski Sławomir, Barbara Górnikowska. 2013. „Hydroenergetyka na tle produkcji energii z innych źródeł odnawialnych”. *Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 59: 77-87.
- Brito Miguel C., Nuno Gomes, Teresa Santos, José A. Tenedório. 2012. „Photovoltaic potential in a Lisbon suburb using LiDAR data”. *Solar Energy* 86 (1): 283-288.
- Budzyński Karol, Piotr G. Narowski, Jerzy Czechowicz. 2004. Przygotowanie zbiorów zagregowanych danych klimatycznych dla potrzeb obliczeń energetycznych budynków, Ministerstwo Infrastruktury, dane źródłowe Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Chwieduk Dorota, Barbara Bogdańska. 2004. „Some recommendations for inclinations and orientations of building elements under solar radiation in Polish conditions”. *Renewable Energy* 29 (9): 1569-1581.
- Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady 2009/29/WE z dnia 23 kwietnia 2009 r. zmieniająca dyrektywę 2003/87/WE w celu usprawnienia i rozszerzenia wspólnotowego systemu handlu uprawnieniami do emisji gazów cieplarnianych. *Dziennik Urzędowy Unii Europejskiej*: L 140/63 – L 140/-87.
- EurObserv'ER. 2015. Barometr Fotowoltaiczny. *Biuletyn energetyki odnawialnej Fotowoltaika*: 1-16, <http://www.eurobserv-er.org/pdf/photo-voltaic-barometer-2015-pl/>
- Fu Pinde, Paul M. Rich. 1999. Design and implementation of the solar analyst: an ArcView extension for modeling solar radiation at landscape scales. W: *Proceedings of the 19th Annual ESRI User Conference, San Diego*, 1-33.
- Hofierka Jaroslav, Jan Kaňuk. 2009. „Assessment of photovoltaic potential in urban areas using open-source solar radiation tools”. *Renewable Energy* 34 (10): 2206-2214.
- Hofierka Jaroslav, Marcel Suri. 2002. The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications. W: *Proceedings of the Open source GIS-GRASS users conference*: 1-19.
- Hofierka Jaroslav, Marian Zlocha. 2012. „A New 3-D Solar Radiation Model for 3-D City Models”. *Transactions in GIS* 16 (5): 681-690.
- Kasten Fritz. 1996. „The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness”. *Solar Energy* 56 (3): 239-244.
- Kryza Maciej, Mariusz Szymanowski, Krzysztof Migala, Małgorzata Pietras. 2010. „Spatial information on total solar radiation: Application and evaluation of the r. sun model for the Wedel Jarlsberg Land, Svalbard”. *Polish Polar Research* 31 (1): 17-32.
- Mayer Bernhard, Arve Kylling. 2005. „The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use”. *Atmospheric and Chemistry Physics* 5: 1855-1877.
- Ministerstwo Gospodarki. 2009. Polityka energetyczna Polski do 2030 roku. Załącznik do uchwały nr 202/2009 Rady Ministrów z dnia 10 listopada 2009 r.
- Neteler Markus, Helena Mitasova. 2008. Open Source GIS: A GRASS GIS Approach. The International Series in Engineering and Computer Science, Vol. 773. New York: Springer.
- Perpiñán Oscar. 2012. „solaR: Solar Radiation and Photovoltaic Systems with R”. *Journal of Statistical Software* 50 (9): 1-32.
- Polskie Sieci Energetyczne. 2015. Polskie Sieci Elektroenergetyczne 2015. Raport roczny <http://www.pse.pl/index.php?did=2232>
- Redweik Paula, Cristina Catita, Miguel Brito. 2013. „Solar energy potential on roofs and façades in an urban landscape”. *Solar Energy* 97: 332-341.
- Ruiz-Arias José A., Joaquín Tovar-Pescador, David Pozo-Vázquez, Husain Alsamamra. 2009. „A comparative analysis of DEM-based models to estimate the solar radiation in mountainous terrain”. *International Journal of Geographical Information Science* 23 (8): 1049-1076.
- Scognamiglio Alessandra, Harald N. Røstvik. 2013. „Photovoltaics and zero energy buildings: a new opportunity and challenge for design”. *Progress in Photovoltaics: Research and Applications* 21 (6): 1319-1336.
- Szymanowski Mariusz, Maciej Kryza, Krzysztof Migala, Piotr Sobolewski, Lech Kolondra. 2008. „Modelling and validation of the potential solar radiation for the Hornsund region – application of the r.sun model”. *Annals of Geomatics – Roczniki Geomatyki* VI (2): 107-112.

Wilks Daniel S., Robert L. Wilby. 1999. „The weather generation game: A review of stochastic weather models”. *Progress in Physical Geography* 23 (3): 329-357.

Summary

According to the EU climate change policy, Poland is obliged to cover at least 15% of its energy consumption with renewable energy resources by 2020. To reach this target, widespread investments in renewable energy are required, especially in urban areas where over 70% of EU energy production is consumed. Therefore, local initiatives are raised in order to deliver an interactive tool to support citizens in the decision making on new means of energy supply. This is also a significant opportunity for a wide range of GIS specialists and urban climatologists to provide reliable and fully interactive maps of e.g. solar potential, which allows citizens and decision makers to estimate how much energy they can derive in a specific point from solar panels, when they can expect a return on their investment and how it will affect the natural environment. On the other hand, there are not many methodological studies that may cover the gap and provide clear suggestions about using devices such as GIS tools that might be applied for this kind of research. Therefore, the aim of this study was to shed light on our experiences with creating a solar potential map

for the city of Warsaw within the framework of „Cities on Power” project.

Simulations were based on a simplified 3D model of the buildings in Warsaw. The main part of the simulations was conducted using the „*r.sun*” module dedicated to GRASS-GIS 6.4. Introductory results were validated against airborne images providing a high quality of created methodological assumptions. The entire simulation for the area of over 517,000,000 m² was run on a high-performance GNU/Linux machines. To limit the final size of the database, the results were clipped to contain surface of rooftops only, using a binary data type (i.e. 0 – shadow, 1 – sunny) and synthetic atmospheric conditions (i.e. taking into account annual changes of sun declination, cloudiness, Linke atmospheric turbidity coefficient, etc.) as provided for engineering purposes by the Ministry of Infrastructure and Construction. Such a solution enables the following calculations: direct, diffuse and total solar radiation for every square meter of a building’s surface in Warsaw, which were later coupled with online scripting solutions.

The obtained results show that almost 70% of roof surface in Warsaw is not directly impacted by the shadow of the neighboring buildings at any time of year. These statistics vary significantly in particular districts of the city, from only 45% of „never shaded” conditions in the city center up to almost 80% in the most external districts.

ZMIENNOŚĆ CAŁKOWITEGO PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO W WARSZAWIE W LATACH 1964–2013

Long-term total solar radiation variability in Warszawa within the period 1964–2013

MAŁGORZATA KLENIEWSKA*, BOGDAN H. CHOJNICKI**

Zarys treści. W pracy przedstawiono wyniki analiz 50-letniej (1964–2013) serii pomiarowej całkowitego promieniowania słonecznego (G) ze stacji Warszawa-Bielany. W badanym okresie zaobserwowano wzrost wartości sum całkowitego promieniowania słonecznego o $11,4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ rocznie. Stwierdzono występowanie przeciwnych trendów sum rocznych G w badanym okresie: spadek do 1981 roku oraz notowany od połowy lat 80. wzrost sum promieniowania całkowitego. Zmiany takie zaobserwowano również w porach roku: latem, jesienią i zimą, natomiast wiosną zanotowano stały wzrost sum całkowitego promieniowania słonecznego. Stwierdzono również zwiększenie częstości występowania od lat 80. wysokich (powyżej $20,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) sum dziennych promieniowania całkowitego oraz zmniejszenie udziału sum dziennych G poniżej $5,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$.

Słowa kluczowe: klimat miasta, całkowite promieniowanie słoneczne, Warszawa, trendy promieniowania, homogenizacja

Abstract. This paper presents the results of a study that is based on 50-year series (1964–2013) of total solar radiation (G) for Warszawa-Bielany – a station that is located in the northern part of the Warszawa agglomeration. A positive trend of G ($11.4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ per year) within the whole period was found and the increase rate was 3.3% of the average G value estimated for 1964–2013. The annual G sum trends are negative before and positive after 1981. Similar trend patterns were found in summer, autumn and winter, while the seasonal sum of G in spring was characterized by a positive trend throughout the whole period 1964–2013. The distribution of daily sums of G has also changed since 1980 and frequency of values above $20.0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ and below $5.0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ were increased and decreased respectively.

Key words: total solar radiation, Warszawa, urban climate, homogenization, solar trend

Wstęp

Promieniowanie całkowite (G) to łączny strumień promieniowania w zakresie krótkofalowej części widma słonecznego ($0,17\text{--}4,0 \mu\text{m}$) przychodzący na powierzchnię poziomą w postaci promieniowania bezpośredniego oraz promieniowania rozproszonego, padający lub dochodzący z górnej hemisfery (Niedźwiedź 2003). Gęstość strumienia energii słonecznej docierającej do punktu na powierzchni Ziemi zależy od czynników astronomicznych, geograficznych, cyrkulacyjnych oraz lokalnych. Całkowite promieniowanie słoneczne wykazuje dużą zmienność w czasie, determinowaną przez czynniki meteorologiczne. Wpływ warunków meteorologicznych na kształtowanie się dopływu energii słonecznej do powierzchni podłoża najbardziej widoczny jest

w odniesieniu do sum dziennych (Bogdańska, Podogrocki 2000). Energia promienista docierająca od Słońca stanowi napęd zarówno żywej, jak i nieżywej części, dlatego badanie jej strumienia stanowi podstawę zrozumienia funkcjonowania całej biosfery (Kędziora 1999).

Od lat 50. XX wieku w wielu miejscach na świecie obserwowano osłabienie całkowitego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi, nazwane *dimming* lub *global dimming* (Wild 2009). Podawane w literaturze wielkości osłabienia są zróżnicowane w zależności od miejsca oraz analizowanego okresu i wynoszą np.: 1% na dekadę dla Turcji (Aksoy 1997), 1,5% na dekadę na obszarze Półwyspu Iberyjskiego (Sanchez-Lorenzo i in. 2013), 4% na dekadę dla obszaru Niemiec (Liepert i in. 1994) do 7% na dekadę w dawnym Związku Radzieckim (Abakumova i in. 1996). Alpert i in.

* Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Zakład Meteorologii i Klimatologii, ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa; e-mail: malgorzata_kleniewska@sggw.pl

** Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, Katedra Meteorologii, ul. Piątkowska 94, 60-649 Poznań

(2005), analizując trendy G z ponad 300 stacji miejskich, zaobserwowali, że osłabienie promieniowania (w latach 1964–1989) było większe w bardziej zaludnionych miejscach (miasta powyżej 100 tys. mieszkańców) w porównaniu z mniejszymi miastami. Jednocześnie w mniej zaludnionych miastach, leżących pomiędzy równoleżnikami 15°N i 15°S , zaobserwowano wzrost G (Alpert i in. 2005).

Oslabienie promieniowania słonecznego obserwowane było do początku lat 80. i od tego czasu, zależnie od miejsca, notowana jest stabilizacja i/lub wzrost promieniowania zwana *brightening* (Wild 2009). Wyniki badań wskazują na wzrost wartości całkowitego promieniowania w Europie wynoszący 1,0% na dekadę w latach 1987–2002 (Norris, Wild 2007), 2,2% na dekadę w latach 1985–2005 (Wild i in. 2009), 4,7% na dekadę w Wielkiej Brytanii w latach 1990–2005 (Ohmura 2009), 5,5% na dekadę w Japonii w latach 1990–2002 (Norris, Wild 2009). Natomiast w Indiach, w latach 1984–2005, stwierdzono osłabienie promieniowania o 4% na dekadę (Padma Kumari i in. 2007).

Badania wskazują na różne przyczyny obserwowanych zmian sum energii promieniowania słonecznego: zmiany w stopniu zachmurzenia (Russak 1990; Liepert 2002; Stjern i in. 2009; Chiacchio i in. 2010), zmiany grubości optycznej chmur (Liepert 1997, 2002) i przezroczystości atmosfery (Uscka-Kowalkowska 2013) oraz zmiany wielkości emisji aerozoli (Stanhill, Moreshet 1992; Stanhill, Cohen 2001).

Głównym celem pracy jest analiza zmienności całkowitego promieniowania słonecznego w Warszawie w kontekście zmian obserwowanych w innych miastach na świecie. Poza podstawowymi charakterystykami statystycznymi 50-letniej serii sum promieniowania całkowitego, zbadano trendy sum rocznych G , zmiany miesięcznych sum promieniowania, także w ujęciu sezonowym, oraz rozkłady częstości sum dziennych G .

Material i metody

W badaniach wykorzystano serię sum dziennych całkowitego promieniowania słonecznego dla wielolecia 1964–2013, pobraną z bazy World Radiation Data Centre (WRDC) (<http://wrdc.mgo.rssi.ru>). Dienne sumy promieniowania wyrażone w $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ przeliczono na $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, a następnie obliczono sumy miesięczne i roczne oraz dla pór roku: wiosny (III–V), lata (VI–VIII), jesieni (IX–XI) i zimy (XII–II).

Dane zawarte w bazie pochodzą ze stacji Warszawa-Bielany, położonej na terenie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, oddalonej o 7 km na północ od centrum miasta. Wstępna analiza jakości danych była przeprowadzana przez IMGW (Chwieduk, Bogdańska 2004), a dane przesyłano do bazy WRDC, gdzie podlegały kontroli i flagowaniu (oznaczanie poziomu ich jakości; <https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/solar-radiation.html>). W niniejszej pracy przeprowadzono także kontrolę dziennych wartości, poszukując tzw. dużych błędów i przypadkowych wartości (Aguilar i in. 2003). Ponadto sprawdzono jednorodność miesięcznych sum promieniowania stosując test na homogeniczność SNHT (*Standard Normal Homogeneity Test*) z pojedynczym przesunięciem (Alexandersson, Moberg 1997; Sanchez-Lorenzo 2013), a obliczenia wykonano wykorzystując program AnClim (Štěpánek 2008). Przeprowadzony test oraz analiza danych dotyczących funkcjonowania stacji w badanym okresie pozwoliła na upewnienie się co do wysokiej jakości analizowanych danych, w związku z czym nie dokonano żadnych zmian w badanej serii pomiarowej.

Wyniki i dyskusja

Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego z roku na rok

Roczne sumy całkowitego promieniowania słonecznego w Warszawie w okresie 1964–2013 wynosiły od $3217 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ (1980 rok) do $4033 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ (2011 rok), natomiast średnia z tego okresu osiągnęła wartość $3672 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$. Podane wyniki są wyższe w porównaniu z sumami dla okresu 1961–1995, zawartymi w opracowaniu Bogdańskiej i Podogrockiego (2000), gdzie minimum, maksimum i średnia dla Warszawy wynoszą odpowiednio $3162 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, $4014 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ i $3538 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$. Od początku lat 80. obserwowano wzrost całkowitego promieniowania słonecznego w Warszawie, a najwyższą średnią sumą całkowitego promieniowania słonecznego charakteryzowała się dekada 1991–2000 ($3859 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) (tab. 1). Dekada 1981–1990 cechowała się największą zmiennością z roku na rok wartości całkowitego promieniowania słonecznego (odchylenie standardowe $206 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$). W okresie tym zaobserwowano również największe zróżnicowanie pomiędzy sumami rocznymi G – największy wzrost, wynoszący $371 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, zanotowano na przełomie 1981 i 1982 roku, a największy spadek, wynoszący $425 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, pomiędzy latami 1988 i 1989.

Tabela 1

Podstawowe statystyki średnich dekadowych sum całkowitego promieniowania słonecznego [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$] na stacji Warszawa-Bielany w okresie 1971–2013

The characteristics of mean decadal sum of total solar radiation at Warszawa-Bielany station within the period 1971–2013

Okres / Period	1971–1980	1981–1990	1991–2000	2001–2010	1964–2013
Średnia / Mean [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$]	3430	3577	3859	3838	3672
Minimum [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$]	3217	3282	3686	3547	3217
Maximum [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$]	3597	3940	4014	4017	4033
Odchylenie standardowe / Standard deviation [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$]	127	206	103	143	233

Analiza trendów sum rocznych całkowitego promieniowania słonecznego wskazuje na istotny statystycznie wzrost G na stacji Warszawa-Bielany w latach 1964–2013, wynoszący $11,4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ rocznie. Podobny wzrost zaobserwowano w Warszawie w latach 1961–1995 ($11,5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ rocznie, Bogdańska, Podogrocki 2000). Wyniki badań przeprowadzonych dla innych miejsc w Polsce wskazują na wzrost całkowitego promieniowania słonecznego we Wrocławiu w latach 1961–2012 (Bryś 2013) oraz spadek G w Krakowie w latach 1884–2010 (Matuszko 2014).

W analizowanej serii można wyróżnić dwa okresy z przeciwną tendencją zmian sum rocznych: spadek G o $12,7 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ rocznie w latach 1964–1981 i wzrost G od roku 1984 roku o $13,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ rocznie. Otrzymane wartości są porównywalne z wartościami trendów całkowitego promieniowania słonecznego uzyskanych dla Niemiec i krajów Beneluxu (Wild 2009).

Całkowite promieniowanie słoneczne w porach roku

W niniejszej pracy analizowano również sumy miesięczne G w ujęciu sezonowym. Uzyskane przebiegi całkowitego promieniowania słonecznego wygładzono za pomocą 13-letniego dolno-przepustowego filtra Gaussa (Sanchez-Lorenzo 2013).

Wyniki analizy całkowitego promieniowania słonecznego w poszczególnych porach roku wskazują na stały wzrost G wiosną, podczas gdy w pozostałych sezonach widać tendencję charakterystyczną dla sum rocznych. Wartość całkowitego promieniowania słonecznego w poszczególnych porach roku osiągnęła minimum zimą 1968 roku, latem 1980 roku i jesienią 1978 roku (rys. 1). Maksymalne sezonowe sumy całkowitego promieniowania słonecznego latem i zimą zanotowano w połowie lat 90., natomiast jesień i wiosnę z naj-

większymi wartościami G zaobserwowano odpowiednio w 2005 roku i 2011 roku.

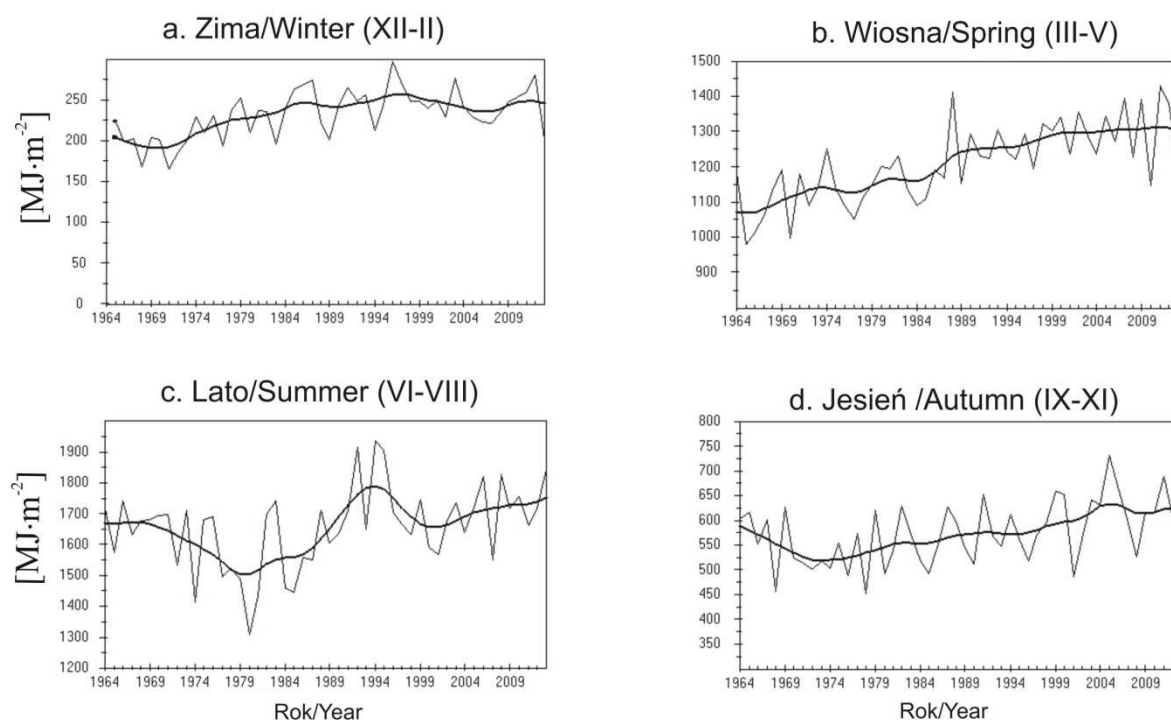
Uzyskane, istotne statystycznie trendy rocznych sum całkowitego promieniowania słonecznego w poszczególnych porach roku wskazują na wzrost G w analizowanym okresie. Najwyższy wzrost otrzymano dla wiosny ($54,6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ na dekadę), prawie dwukrotnie mniejszy dla lata ($29,6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ na dekadę), jeszcze mniejszy dla jesieni ($19,1 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ na dekadę) i najniższy dla zimy ($10,1 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ na dekadę).

Przebieg roczny całkowitego promieniowania słonecznego

Wyniki analizy przebiegu rocznego całkowitego promieniowania słonecznego dla Warszawy w latach 1964–2013 zawarto w tab. 2 i na rys. 2.

Największe miesięczne sumy promieniowania całkowitego w badanej 50-letniej serii pomiarowej w Warszawie notowano w lipcu (19 przypadków), czerwcu (17 przypadków), maju (11 przypadków) i sierpniu (3 przypadki). Średnia wartość G dla okresu 1964–2013 w czerwcu i lipcu była zbliżona i wynosiła odpowiednio $580,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ i $579,8 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, natomiast w maju – $555,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, a w sierpniu – $495,6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ (tab. 3).

Największy średni udział sum miesięcznych G w sumie rocznej wynosił $16,0\%$, zaobserwowany dla czerwca w dekadzie 1971–1980. W pozostałych dekadach największym udziałem sum miesięcznych charakteryzował się lipiec (tab. 2). Zaobserwowano również stosunkowo wysoki udział sum majowych w sumie rocznej (wyższy od udziału sum dla sierpnia), co było prawdopodobnie spowodowane częstym napływem arktycznych mas powietrza nad obszar Polski w tym miesiącu. Czyste, arktyczne masy sprzyjają wzrostowi wielkości promieniowania bezpośredniego (Bryś 2013), który jest główną składową promieniowania całkowitego.



Rys. 1. Przebieg sum całkowitego promieniowania słonecznego [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$] w poszczególnych porach roku (cienka linia) wygładzony 13-letnim dolnoprzepustowym filtrem Gaussa (pogrubiona linia) na stacji Warszawa-Bielany w latach 1964–2013

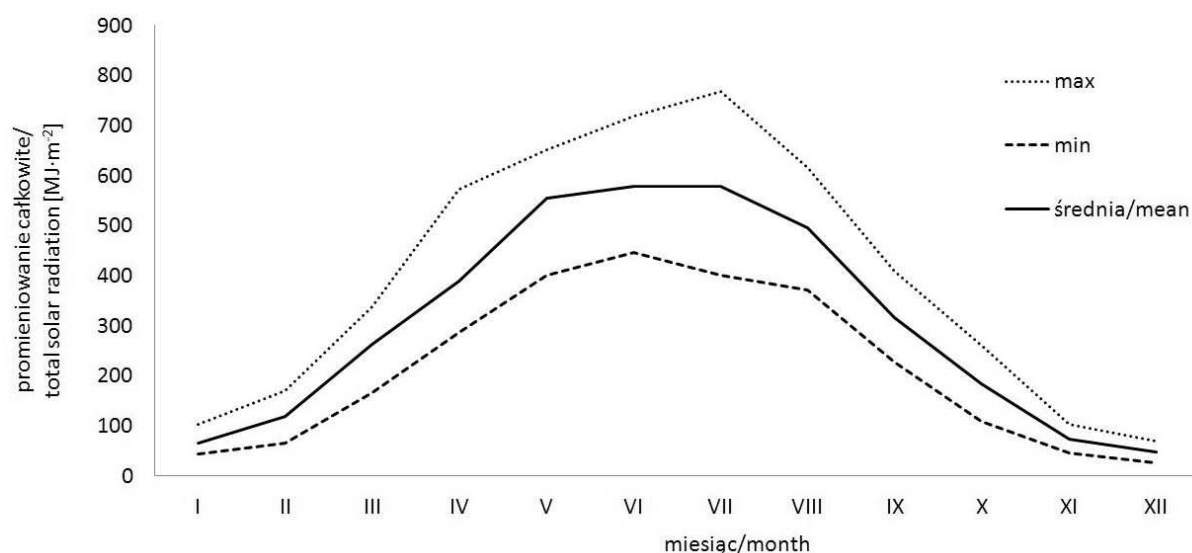
Seasonal total solar radiation runs (thin line) filtered with 13-year Gaussian low – pass filter (bold line) for 1964–2013 period at Warszawa-Bielany station

Tabela 2

Udział średnich miesięcznych sum całkowitego promieniowania słonecznego w sumie rocznej na stacji Warszawa-Bielany w latach 1971–2013 [%]

The contribution of monthly G in annual sums [%] at Warszawa-Bielany station within the period 1971–2013

Okres / Period	Miesiąc / Month											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1971–1980	1,8	3,2	7,5	10,5	15,2	16,0	15,6	13,7	8,7	4,6	2,0	1,3
1981–1990	1,8	3,6	7,0	10,7	15,8	14,9	15,9	13,4	8,1	5,3	2,2	1,3
1991–2000	2,0	3,2	7,0	10,4	15,4	15,6	15,9	13,7	8,3	5,0	2,1	1,4
2001–2010	1,8	3,2	7,2	11,4	15,0	15,7	15,8	12,9	8,8	5,0	2,0	1,3
1964–2013	1,8	3,3	7,2	10,6	15,1	15,8	15,8	13,5	8,6	4,5	2,0	1,3



Rys. 2. Roczny przebieg minimalnych, maksymalnych i średnich miesięcznych sum całkowitego promieniowania słonecznego na stacji Warszawa-Bielany w latach 1964–2013

The annual runs of mean, maximum and minimum sum of G at Warszawa-Bielany station within the period 1964–2013

Tabela 3

Charakterystyki statystyczne sum miesięcznych całkowitego promieniowania słonecznego na stacji Warszawa-Bielany w latach 1964–2013

Monthly sum of total solar radiation characteristics at Warszawa-Bielany station within the period 1964–2013

Miesiąc	Średnia / Mean [MJ·m ⁻²]	Minimum [MJ·m ⁻²]	Maximum [MJ·m ⁻²]	Odchylenie standardowe / Standard deviation [MJ·m ⁻²]	Współczynnik zmienności / Variability coefficient [%]
I	66,0	43,1	104,1	13,0	19,7
II	119,7	66,4	169,4	22,0	18,4
III	263,9	166,5	338,8	37,7	14,3
IV	390,2	285,8	573,5	58,4	15,0
V	555,9	401,7	651,9	64,4	11,6
VI	580,0	446,8	718,3	61,2	10,6
VII	579,8	401,9	768,6	79,1	13,6
VIII	495,6	372,5	615,8	56,1	11,3
IX	315,9	227,4	409,5	47,8	15,1
X	183,5	109,8	261,4	33,5	18,3
XI	74,4	46,9	102,4	12,9	17,4
XII	47,3	26,7	69,6	10,2	21,5

Najmniejszy udział sum miesięcznych G odnotowano w grudniu i wynosił on tylko 1,3% sumy rocznej (tab. 2), a miesięczne sumy całko-

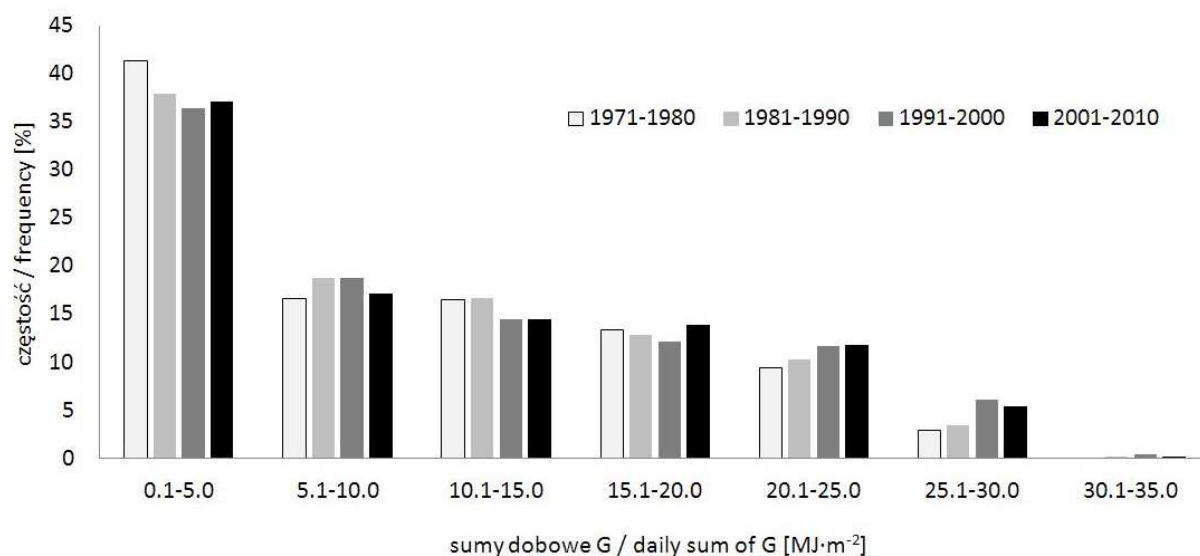
witego promieniowania słonecznego w grudniu były najniższe w 46 przypadkach w ciągu 50 analizowanych lat. Średnia miesięczna suma G w la-

tach 1964–2013 wynosiła $47,3 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, a najniższa suma miesięczna – $26,7 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ (1970).

Sumy dzienne całkowitego promieniowania słonecznego

Sumy dzienne G o wartości do $5,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ były najczęściej obserwowanymi w analizowanym okresie (38,2%), z największym ich udziałem w dekadzie 1971–1980 (41,3%). Udział ten był coraz mniejszy w kolejnych dekadach i osiągnął

minimum 36,4% w latach 1991–2000. W przypadku wyższych wartości sum dziennych G , w przedziałach $20,1\text{--}25,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ i $25,1\text{--}30,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, zaobserwowano wzrost częstości ich występowania odpowiednio od 9,4 do 11,8% i od 2,9 do 6,1% (rys. 3). Od lat 80. notowane były przypadki wysokich sum dziennych G , powyżej $30,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$: 4 przypadki w latach 1981–1990, 14 przypadków w latach 1991–2000 i 8 przypadków w latach 2001–2010.



Rys. 3. Rozkład częstości sum dziennych całkowitego promieniowania słonecznego na stacji Warszawa-Bielany w latach 1964–2013

The histogram of daily G sum [$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$] for Warszawa-Bielany station within the period 1964–2013, binned in decades

Podsumowanie

W Warszawie, w latach 1964–2013, zaobserwowano wzrost wartości całkowitego promieniowania słonecznego, z najwyższą średnią sumą G w dekadzie 1991–2000. W analizowanym okresie wyróżniają się dwa trendy sum rocznych G : spadek do 1981 roku oraz wzrost od połowy lat 80. Zmiany takie występują również w porach roku: latem, jesienią i zimą, natomiast wiosną zanotowano stały wzrost sum całkowitego promieniowania słonecznego.

Największy udział miesięcznych sum całkowitego promieniowania w sumach rocznych zanotowano w lipcu, poza dekadą 1971–1980, kiedy to przeważały sumy czerwcowe G .

Najczęściej obserwowano najniższe sumy dzienne G o wartości do $5,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$. Udział ten

był coraz mniejszy w kolejnych dekadach, a minimum osiągnął w latach 1991–2000. W przypadku wyższych wartości sum dziennych G , w przedziałach $20,1\text{--}25,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ i $25,1\text{--}30,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, stwierdzono wzrost częstości ich występowania w analizowanym okresie. Zaobserwowano również pojawienie się od lat 80. wysokich, powyżej $30,0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, sum dziennych całkowitego promieniowania słonecznego.

Literatura

Abakumova Galina M., Eva M. Feigelson, Viivi Russak, Valentina V. Stadnik. 1996. „Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness, and surface temperature on the territory of the Former Soviet Union”. *Journal of Climate* 9 (6): 1319-1327.

- Aguilar Enric, Inge Auer, Manola Brunet, Thomas C. Peterson, Jon Wieringa. 2003. Guidelines on climate metadata and homogenization. WMO/TD No. 1186. Geneva: World Meteorological Organization.
- Aksoy Bülent. 1997. „Variations and trends in global solar radiation for Turkey”. *Theoretical Applied Climatology* 58 (1): 71-77.
- Alexandersson Hans, Anders Moberg. 1997. „Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends”. *International Journal of Climatology* 17 (1): 25-34.
- Alpert Pinhas, Pavel Kishcha, Yoram J. Kaufman, Rotem Schwarzbard. 2005. „Global dimming or local dimming? Effect of urbanization on sunlight availability”. *Geophysical Research Letters* 32 (17), L17802, doi: 10.1029/2005GL023320.
- Bogdańska Barbara, Janusz Podogrocki. 2000. „Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego na obszarze Polski w okresie 1961–1995”. *Materiały badawcze IMGW, seria Meteorologia* 30: 1-43.
- Bryś Krystyna. 2013. Dynamika bilansu radiacyjnego murawy oraz powierzchni nieporośniętej. Monografie CLXII. Wrocław: Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu.
- Chiacchio Marc, Tracy Ewen, Martin Wild, Elena Arabini. 2010. „Influence of climate shifts on decadal variations of Surface solar radiation in Alaska”. *Journal of Geophysical Research* 115 (D10), doi: 10.1029/2009JD012533.
- Chwieduk Dorota, Barbara Bogdańska. 2004. „Some recommendations for inclinations and orientations of building elements under solar radiation in Polish conditions”. *Renewable Energy* 29 (9): 1569-1581.
- Kędziora Andrzej. 1999. Podstawy agrometeorologii. Poznań: Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne.
- Liepert Beate G. 1997. „Recent changes in solar radiation under cloudy conditions in Germany”. *International Journal of Climatology* 17 (14): 1581-1593.
- Liepert Beate G. 2002. „Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961–1990”. *Geophysical Research Letters* 29 (10): 61-1–61-4.
- Liepert Beate G., Peter Fabian, Hartmut Grassl. 1994. „Solar radiation in Germany: Observed trends and assessment of their causes. Part I: Regional approach”. *Contributions To Atmospheric Physics: Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 67 (1): 15-29.
- Matuszko Dorota. 2014. „Long-term variability in solar radiation in Krakow based on measurements of sunshine duration”. *International Journal of Climatology* 23 (1): 228-234.
- Niedźwiedź Tadeusz (red.). 2003. Słownik meteorologiczny. Warszawa: Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Norris Joel R., Martin Wild. 2007. „Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming” and solar “brightening”. *Journal of Geophysical Research* 112 (D8): D08214, doi: 10.1029/2006JD007794.
- Norris Joel R., Martin Wild. 2009. „Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar “dimming” and “solar brightening”. *Journal of Geophysical Research* 114 (D10): D00D15, doi: 10.1029/2008JD011378.
- Ohmura Atsumu. 2009. „Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes”. *Journal of Geophysical Research* 114 (D10): D00D05, doi: 10.1029/2008JD011290.
- Padma Kumari Burrala, Anil L. Londhe, Samuel Daniel, Dattatray B. Jadhav. 2007. „Observational evidence of solar dimming: Offsetting Surface Warming over India”. *Geophysical Research Letters* 34 (21), L21810, doi: 10.1029/2007GL031133.
- Russak Viivi. 1990. „Trends of solar radiation cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia”. *Tellus B* 42 (2): 206-210.
- Sanchez-Lorenzo Arturo, Josep Calbó, Martin Wild. 2013. „Global and diffuse solar radiation in Spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends”. *Global and Planetary Change* 100: 343-352.
- Stanhill Gerald, Shabtai Cohen. 2001. „Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences”. *Agricultural and Forest Meteorology* 107 (4): 255-278.
- Stanhill Gerald, Samuel Moreshet. 1992. „Global radiation climate changes: the world network”. *Climatic Change* 21 (1): 57-75.
- Štěpánek Petr. 2008. AnClim – software for time series analysis. Dept. of Geography, Faculty of Natural Sciences, MU, Brno. <http://www.climahom.eu/AnClim.html>
- Stjern Camilla W., Jón E. Kristjánsson, Aksel W. Hansen. 2009. „Global dimming and global brightening – an analysis of surface radiation and cloud cover data in northern Europe”. *International Journal of Climatology* 29 (5): 643-653.
- Uscka-Kowalkowska Joanna. 2013. „An atmospheric extinction of direct solar radiation on Mt. Kasprowy Wierch, Poland”. *Atmospheric Research* 134: 175-185.

- Wild Martin. 2009. „Global dimming and brightening: a review”. *Journal of Geophysical Research* 114 (D10): D00D16, doi: 10.1029/2008JD011470.
- Wild Martin, Barbara Trüssel, Atsumu Ohmura, Charles N. Long, Gert König-Langlo, Elsworth G. Dutton, Anatoly Tsvetkov. 2009. „Global dimming and brightening: An update beyond 2000”. *Journal of Geophysical Research* 114 (D10): D00D13, doi: 10.1029/2008JD11382.
- World Radiation Data Centre: <http://wrdc.mgo.rs.si.ru/>.

Summary

The aim of this study was to analyze the total solar radiation (G) variability in the Warszawa agglomeration at different time scales and in the context of globally observed G. The base of the research was long-term data series of daily G sum from the Warszawa-Bielany station in the period 1964–2013.

The annual sum of G in Warszawa during the period 1964–2013 ranged from 3217 MJ·m⁻² to 4033 MJ·m⁻² with the mean value of 3672 MJ·m⁻² for the entire analyzed period. There are two opposite, statistically significant trends observed in the analyzed G series and the decrease of total solar radiation (12.7 MJ·m⁻² per year) in the years 1964–1981 and an increase of G from 1984 to 2013 (13.0 MJ·m⁻² per year).

The seasonal analysis indicates a permanent increase of spring G values during the whole period, while the rest of the seasons do not show such a clear tendency. As far as the linear trends for seasons are concerned, all the series show significant increases in G during the 1964–2013 period, with the highest absolute rate in spring (54.6 MJ·m⁻² per decade), summer (29.6 MJ·m⁻² per decade), autumn (19.1 MJ·m⁻² per decade) and winter (10.1 MJ·m⁻² per decade).

The greatest mean monthly G value in Warszawa during the period 1964–2013 was recorded in July (19 cases), June (17 cases), May (11 cases) and August (3 cases), and the highest mean monthly value for the whole period was found in June (580.0 MJ·m⁻²) and in July (579.8 MJ·m⁻²). The lowest mean monthly G was observed in December (47.3 MJ·m⁻²) and it is only 1.3% of the annual sum of solar energy measured in Warszawa.

Daily G values lower than 5 MJ·m⁻² were observed most frequently but the contribution of this value class decreased from 41.3% to the level of 36.4% between the 1970s and the 2000s. Simultaneously, the contribution of G values in the ranges 20.1–25.0 MJ·m⁻² and 25.1–30.0 MJ·m⁻² increased from 9.4 to 11.8% and from 2.9 to 6.1%, respectively. The daily G values higher than 30 MJ·m⁻² were observed after the 1980s.

**TURBULENCJA OPTYCZNA W CENTRUM MIASTA
W ŚWIETLE POMIARÓW SCYNTYLOMETRYCZNYCH
NA PRZYKŁADZIE ŁÓDZI**

**Optical turbulence measured with scintillometer
over the city centre in the example of Łódź**

MARIUSZ ZIELIŃSKI*, KRZYSZTOF FORTUNIAK,
WŁODZIMIERZ PAWLAK**, MARIUSZ SIEDLECKI****

Zarys treści. W pracy dokonano analizy czasowej zmienności parametru struktury współczynnika refrakcji, będącego miarą intensywności turbulencji. W opracowaniu zostały omówione ponadto podstawowe założenia pomiarów owego parametru za pomocą scyntylometru. Zastosowanie pomiarów scyntylometrycznych, z których można uzyskać średnie obszarowe wartości owego parametru, pozwoliło na poznanie zmienności intensywności turbulencji optycznej w ciągu roku oraz w biegu dobowym nad obszarem centrum Łodzi. Największą częstość występowania silnej turbulencji optycznej zaobserwowano wiosną i latem w ciągu dnia (blisko 40% przypadków), z czego najczęściej występowała ona w maju i w czerwcu. W całym okresie pomiarowym (sierpień 2009 – listopad 2012) zaobserwowano stosunkowo nieduży udział przypadków ze słabą turbulencją. Przyczyną tego jest najprawdopodobniej zjawisko miejskiej wyspy ciepła, które przyczynia się do intensyfikacji ruchów konwekcyjnych, jak również duża szorstkość powierzchni, która sprzyja mechanicznemu generowaniu turbulencji.

Słowa kluczowe: turbulencja optyczna, scyntylometr, parametr struktury współczynnika refrakcji, klimat miasta

Abstract. This study considers the temporal variability of the refractive index of air structure parameter C_n^2 , which could be considered as the measure of optical turbulence intensity. In addition, the principals of scintillation method were presented. On the basis of scintillometer data, i.e. the averaged path C_n^2 , the annual and diurnal course of the optical turbulence in the city centre was analysed. The highest frequency of strong optical turbulence (ca. 40%) was observed in spring and summer, with maximum around May and June. In the whole study period, weak turbulence occurred rarely. This might result from the urban heat island, which intensifies the heat exchange between the urban surface and the overlying air. This effect contributes to the enhanced C_n^2 . Additionally, the increased roughness of urban areas can lead to more frequent generation of mechanical turbulence.

Key words: optical turbulence, scintillometer, refractive index structure parameter, urban climate

Wstęp

Turbulencja zachodząca w atmosferze ma bardzo duże znaczenie nie tylko w kształtowaniu warunków pogodowych czy też dyspersji zanieczyszczeń, lecz także dla transmisji fal elektromagnetycznych. Wiry turbulencyjne, transportując m.in. ciepło i parę wodną, powodują fluktuację współczynnika załamania światła, czyli tzw. scyntylację. Zjawisko to ma duże znaczenie dla transmisji danych przy wykorzystaniu bezprzewodowej komunikacji optycznej, np. pomiędzy satelitami a stacjami naziemnymi (np. Wilson

i in. 1997), czy coraz częściej telekomunikacji naziemnej (internet, telefonia komórkowa). Bardzo intensywna turbulencja optyczna i związana z nią scyntylacja, szczególnie w pogodne letnie dni, może również przyczyniać się do zmniejszenia jakości uzyskiwanych obrazów w podczerwieni, powodując ich rozmycie, odbłaski czy zniekształcenie (Tunick i in. 2005). Obrazy te, uzyskiwane zarówno z powietrza (np. Lagouarde i in. 2004; Waławender i in. 2014), jak i z powierzchni Ziemi (np. Hoyano i in. 1999; Chudnovsky i in. 2004), coraz częściej są stosowane również w badaniach klimatu miasta.

* Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: mrzielinski@up.krakow.pl

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

Intensywność turbulencji optycznej i związanej z nią scyntytacji można badać za pomocą parametru struktury współczynnika refrakcji C_n^2 , który można traktować jako miarę intensywności turbulencji optycznej (Tunick i in. 2005). Rozwój metody scyntytacji (np. Wang i in. 1978; Hill i in. 1980; Meijninger 2003) umożliwił pomiar tego parametru w warstwie granicznej atmosfery. Najczęściej pomiary C_n^2 ograniczone były do raczej jednorodnych powierzchni (np. Nieveen i in. 1998; Frederickson i in. 2000), rzadziej do bardziej urozmaiconych obszarów (np. Tunick 2008). Jak do tej pory większość badań prowadzonych za pomocą scyntytlometru w obszarach miejskich pomijała intensywność turbulencji, skupiając się na parametrze struktury temperatury (Wood i in. 2013) czy też turbulencyjnych strumieniach ciepła jawnego i utajonego (np. Lagouarde i in. 2006; Zieliński i in. 2013; Ward i in. 2014).

Głównym celem pracy jest analiza czasowej zmienności parametru struktury współczynnika refrakcji C_n^2 , zmierzonego za pomocą scyntytlometru w centralnej części Łodzi.

Pomiar parametru struktury współczynnika refrakcji przy pomocy scyntytlometru

Metoda scyntytacji opiera się na pomiarach fluktuacji natężenia promieniowania elektromagnetycznego wysyłanego przez nadajnik i rejestrowanego przez odbiornik. Promieniowanie elektromagnetyczne przemierzając atmosferę podlega szeregowi procesów, które prowadzą do zmiany jego parametrów. Współczynnik załamania światła (n) zależy od temperatury, wilgotności i, w mniejszym stopniu, od ciśnienia atmosferycznego. Wiry turbulencyjne obecne w atmosferze cechują się różnymi wartościami tychże parametrów. W związku z tym powodują fluktuację współczynnika załamania światła na drodze pomiędzy nadajnikiem a odbiornikiem, a w konsekwencji scyntytację, czyli fluktuację natężenia promieniowania mierzonego przez odbiornik. Scyntytację można obserwować w warunkach naturalnych, np. w gorący słoneczny dzień nad silnie rozgrzany asfalter, bądź też nocą, w postaci migotania gwiazd. Turbulencję występującą w atmosferze można opisać za pomocą parametrów struktury przestrzennej funkcji struktury drugiego rzędu. Fluktuacje dowolnej wielkości A są przypadkową funkcją czasu oraz położenia (x). Przestrzenną funkcję struktury (D_A) definiuje się jako średni kwadrat różnic

fluktuacji danej wielkości w punktach odległych o r (Tatarski 1961; Meijninger 2003):

$$D_A(r) = \langle [A(x+r) - A(x)]^2 \rangle, \quad (1)$$

gdzie $\langle \rangle$ to średnia po zespole statystycznych realizacji procesu.

Parametr struktury drugiego rzędu dla dowolnej wielkości (C_A^2) dla inercyjnej części spektrum turbulencji, czyli tej, w której energia przekazywana jest w wyniku procesu kaskadowego od większych do mniejszych wirów, można więc zdefiniować następująco (Kolmogorov 1942; Tatarski 1961):

$$C_A^2 = D_A(r) \cdot r^{-2/3} \quad (2)$$

W przypadku scyntytlometrii wykorzystuje się parametr struktury współczynnika refrakcji C_n^2 [$m^{-2/3}$], temperatury C_T^2 [$K \cdot m^{-2/3}$], wilgotności C_q^2 [$g^2 \cdot m^6 \cdot m^{-2/3}$] oraz kowariancji pomiędzy nimi C_{Tq} . Wariancja logarytmu naturalnego mierzonego przez scyntytlometr natężenia promieniowania ($\sigma_{ln I}^2$) jest związana z parametrem struktury współczynnika załamania światła. Dla scyntytlometrów o dużej aperturze (ang. *Large Aperture Scintillometer* – LAS) relacja ta przyjmuje postać (Wang i in. 1978):

$$C_n^2 = 1,12 \cdot \sigma_{ln I}^2 \cdot D^{7/3} \cdot R^{-3} \quad (3)$$

gdzie:

- D – apertura przyrządu,
- R – długość ścieżki optycznej.

Powyższy związek jest prawdziwy tylko w pewnym zakresie. Jeżeli turbulencja jest zbyt silna, to może dojść do zjawiska saturacji (nasylenia sygnału), polegającego na tym, że niezależnie od wzrostu intensywności turbulencji fluktuacje mierzonego promieniowania ustalają się na pewnym stałym poziomie. Saturacja może również wystąpić w przypadku, gdy ścieżka optyczna jest za długa w stosunku do danej apertury, bądź też wysokość pomiarów jest zbyt mała w stosunku do danej długości ścieżki (np. Clifford i in. 1974). Ochs i Wilson (1993) wykazali, że w przypadku scyntytlometrów z grupy LAS działających, w zakresie danej długości fali elektromagnetycznej, saturacja nie występuje tak długo póki spełniona jest następująca zależność:

$$C_n^2 < 0,193 \cdot R^{-8/3} \cdot D^{5/3} \cdot \lambda^{2/6} \quad (4)$$

gdzie:

- λ – długość fali elektromagnetycznej.

Bardziej restrykcyjne kryterium zaproponowali Frehlich i Ochs (1990):

$$C_n^2 < 0,057 \cdot R^{-8/3} \cdot D^{5/3} \cdot \lambda^{1/3} \quad (5)$$

Parametr C_n^2 może stanowić miarę intensywności turbulencji (np. Tunick i in. 2005). W warstwie granicznej atmosfery typowe wartości parametru struktury współczynnika załamania światła osiągają wartości z zakresu 10^{-12} do $10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$ (Kallistratova, Timanovskiy 1971). Wartości przekraczające $10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$ świadczą o bardzo silnej turbulencji, która może spowodować wystąpienie scyntylacji widocznej „gołym okiem”. Najwyższe wartości C_n^2 obserwuje się w południe, z kolei niższe wartości, rzędu $10^{-15} \text{ m}^{-2/3}$, czy $10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$, występują w warunkach równowagi zbliżonej do neutralnej (Tunick i in. 2005), jak również w przypadku niekorzystnych warunków atmosferycznych (np. opadów). Warto nadmienić, iż w warstwie granicznej wartość C_n^2 w ciągu dnia zazwyczaj szybko maleje wraz ze wzrostem wysokości (Beland 1993). Zjawisko to można zaobserwować nad gorącą powierzchnią, bezpośrednio nad którą obraz „faluje”, a wraz ze wzrostem wysokości intensywność owego „falowania” maleje, aż zanika na pewnym poziomie.

Scyntylometr pozwala na uzyskanie pomiarów uśrednionych wzdłuż pewnej ścieżki pomiarowej, przy czym końcowy wynik nie jest zwykłą średnią arytmetyczną, a średnią ważoną za pomocą tzw. funkcji wagowej scyntylometru (PWF(x)). Przybliżona analityczna forma funkcji wagowej przedstawia się następująco (Scintec 2011):

$$PWF(x) = 2,163 \cdot JJ_1(2,283 \cdot \pi \cdot (x-0,5)) \quad (6)$$

gdzie:

x – względna odległość danego punktu na ścieżce od odbiornika ($0 \leq x \leq 1$),

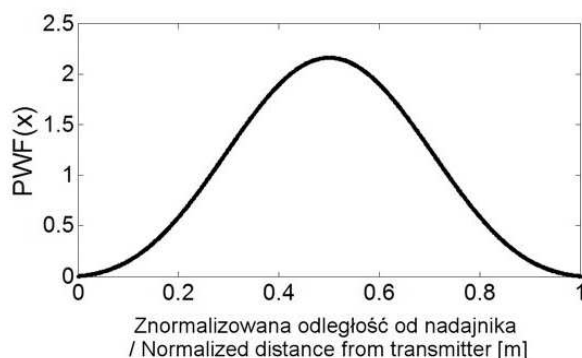
$JJ_1(y)$ –

$$JJ_1(y) = \begin{cases} 1 & y = 0 \\ \left(2 \cdot \frac{J_1(y)}{y} \right)^2 & y \neq 0 \end{cases} \quad (7)$$

gdzie:

$J_1(y)$ – funkcja Bessela pierwszego rodzaju
 $y = 2,283 \cdot \pi \cdot (x - 0,5)$.

Analiza funkcji wagowej scyntylometru LAS (rys. 1) pozwala zauważyć, że największy wpływ na mierzone wartości ma turbulencja zachodząca w środkowej części ścieżki pomiarowej. Jest to ogólna prawidłowość dla wszystkich typów scyntylometrów, jednakże kształt funkcji wagowej dla pozostałych rodzajów tego przyrządu jest inny. Scyntylacja zachodząca w pobliżu odbiornika i nadajnika nie ma praktycznie żadnego znaczenia. Stanowi to zaletę owej metody, gdyż elementy konstrukcyjne, na których zamontowane są elementy scyntylometru, nie wpływają na modyfikację mierzonych wartości.



Rys. 1. Funkcja wagowa scyntylometru w zależności od znormalizowanej odległości między nadajnikiem a odbiornikiem scyntylometru

Scintillometer path weighting function as a function of normalized distance from receiver to transmitter

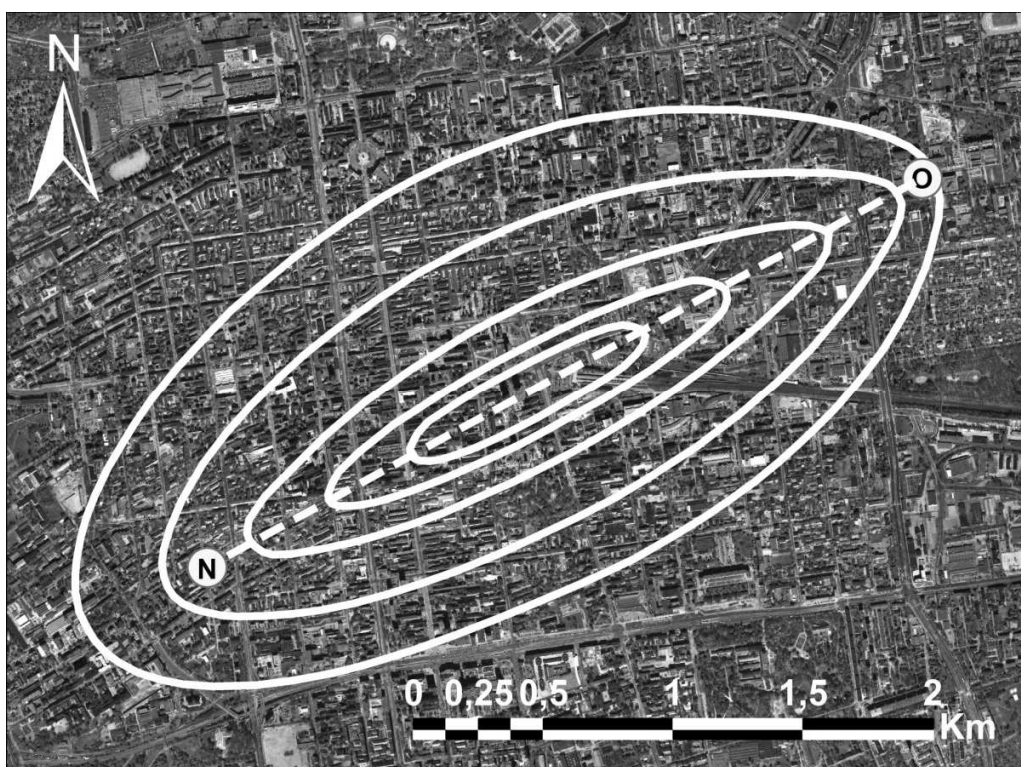
Punkty pomiarowe i dane

Łódź jest obecnie trzecim miastem w Polsce pod względem liczby ludności (ok. 705 tys. mieszkańców). Powierzchnia miasta w granicach administracyjnych wynosi 293,25 km², z czego blisko 145 km² stanowią tereny zabudowane (budynki, ulice, place parkingowe itp.). Powierzchnia terenu w Łodzi jest lekko nachylona w przybliżeniu z północnego wschodu (278 m n.p.m.) na południowy zachód (162 m n.p.m.), przy czym w zabudowanej części miasta deniwelacja jest stosunkowo niewielka (ok. 55 m). Centralna część miasta cechuje się bardzo regularną siatką ulic, jak również względnie jednorodną zabudową o wysokości rzadko przekraczającej 15–20 m. Większość budynków znajdujących się w tej części miasta powstała na przełomie XIX i XX wieku. Centrum miasta otaczają duże dzielnice mieszkaniowe, z dominującymi blokami mieszkalnymi, głównie 5-kondygnacyjnymi (ok. 15 m wysokości). W dzielnicach tych zbudowano również szereg wieżowców, których wysokość

dochodzi nawet do 35 m. Pomiędzy owe dzielnice mieszkaniowe wkomponowane są dzielnice przemysłowe, największą z nich jest Teofilów (na północnym zachodzie). W niektórych terenach przemysłowych nastąpiła sukcesja funkcji na rzecz usług i handlu. Najgęściej zabudowana część miasta otoczona jest licznymi kompleksami zieleni, a największy z nich (park Zdrowie) znajduje się w zachodniej części Łodzi. W centrum również zlokalizowano kilka parków, jednak nie zajmują one znacznej powierzchni. Na obrzeżach miasta dominuje zabudowa jednorodzinna rezydencjonalna.

Pomiary scyntylometryczne w Łodzi prowadzone były w okresie od sierpnia 2009 do listopada 2012 roku. W tym czasie uzyskano unikalnie długą jak na skalę polską czy światową serię pomiarową. Na maszcie przy ul. Lipowej 81 został zamontowany nadajnik scyntylometru na wysokości około 31 m nad powierzchnią gruntu. Równocześnie na dachu XIV Domu Studenta Uniwersytetu Łódzkiego, przy ul. Matejki 21/23,

zamontowano odbiornik scyntylometru (rys. 2). Wysokość XIV DS UŁ wynosi około 36 m. Średnia wysokość ścieżki pomiarowej wynosiła ok. 34,4 m. W obszarach o gęstej zabudowie, czy też zwartej szacie roślinnej, logarytmiczny profil wiatru obserwowany jest dopiero powyżej pewnej wysokości, jest to tzw. wysokość przesunięcia (z_d), którą w miastach często szacuje się na podstawie średniego poziomu dachów (z_H), jako $z_d = 0,7z_H$. Po uwzględnieniu z_d (średnio ok. 10 m) wysokość efektywna ścieżki optycznej wynosiła ok. 24,5 m. Do badań w Łodzi wykorzystany został scyntylometr BLS900 (Scintec AG, Rottenburg, Niemcy), należący do grupy scyntylometrów o dużej aperturze (ang. *Large Aperture Scintillometer* – LAS). Pozwala on na badania wzdłuż ścieżki pomiarowej o długości wynoszącej od 250 do 5000 m. Długość ścieżki w analizowanym przypadku wynosiła 3142 m, a jej zachodnia część przebiegała nad najbardziej zabudowanymi obszarami Łodzi (częściowo m.in. nad ul. Piotrkowską).



Rys. 2. Lokalizacja nadajnika (N) i odbiornika (O) scyntylometru

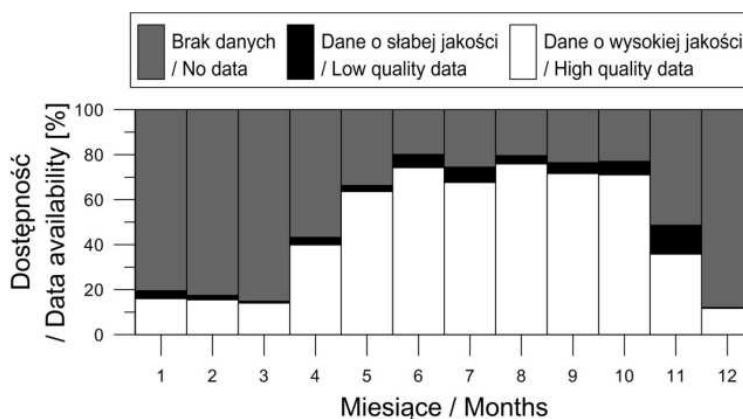
przerwaną linią zaznaczono ścieżkę optyczną scyntylometru; liniami ciągłymi zaznaczono średni obszar źródłowy scyntylometru na poziomie $p = 25, 50, 75, 90$ i 95% w warunkach równowagi chwiejnej; zdjęcie lotnicze: maps.google.pl

Scintillometer transmitter (N) and receiver (O) localization

broken line indicates optical path; solid lines indicate scintillometer source area at $p = 25, 50, 75, 90$ and 95% under unstable conditions; aerial photography: maps.google.pl

Oprócz wysokości pomiaru na mierzone wartości C_n^2 wpływ ma również wielkość obszaru źródłowego (rys. 2). Zmienia się ona w zależności od stanu równowagi atmosfery, w dużej mierze zależy też od szorstkości podłoża i prędkości z jaką przepływa powietrze. W warunkach równowagi chwiejnej powierzchnia obszaru źródłowego scyntylometru nie przekraczała zazwyczaj 2 km^2 , w warunkach zbliżonych do równowagi obojętnej obszar ten często obejmował powierzchnię ok. $9\text{--}10 \text{ km}^2$, zaś w warunkach równowagi stałej, przy niewielkich prędkościach wiatru, często sięgał nawet 30 km^2 . W związku z tym rzeczywisty obszar, dla którego wykonywany jest pomiar za pomocą scyntylometru, może niekiedy bardzo się różnić.

Pomimo długiego okresu pomiarowego nie udało się uniknąć znacznych luk w serii pomiarowej, co związane było z szeregiem problemów technicznych, jakie pojawiały się w chłodnej połowie roku (pomiarów nie wykonywano w okresie styczeń–maj 2010 roku, jak również grudzień 2010 – marzec 2011 roku). Ponadto, gdy w latach 2011–2012 XIV DS podlegał remontowi, wielokrotnie dochodziło do wyłączania napięcia, co skutkowało przerwami w pomiarach. W związku z powyższymi trudnościami najmniej danych ($< 20\%$ możliwych do zgromadzenia) udało się zebrać dla okresu zimy (rys. 3), najwięcej zaś od maja do października ($> 65\%$ danych w każdym miesiącu).



Rys. 3. Dostępność danych scyntylometrycznych w całym okresie pomiarowym

do danych o słabej jakości zaliczono te, które nie przeszły kontroli jakości – nie wykorzystywane w dalszych analizach

Scintillometer data availability during the entire considered period

data that does not pass the quality control is flagged as low quality data and is not used in further analyses

Scyntylometr pracował z częstotliwością 125 Hz , a dane uśrednione w przedziałach 1-minutowych zapisywane były w dobowych plikach. W trakcie pomiarów automatycznie stosowana była poprawka na saturację, ekstynkcję oraz efekty zewnętrznej skali turbulencji (wprowadzane przez oprogramowanie scyntylometru). Zgromadzone dane zostały poddane kontroli jakości, w ramach której z dalszych analiz pomijano dane:

1. z błędami (np. rozkalibrowanie przyrządu, zbyt słaby sygnał),
2. uzyskane w okresie występowania opadu,
3. przekraczające kryterium wystąpienia saturacji (równanie 5),
4. z bardzo wysokimi wartościami C_n^2 , związane zapewne z błędami sprzętowymi, niezasy-

gnalizowanymi przez oprogramowanie przyrządu.

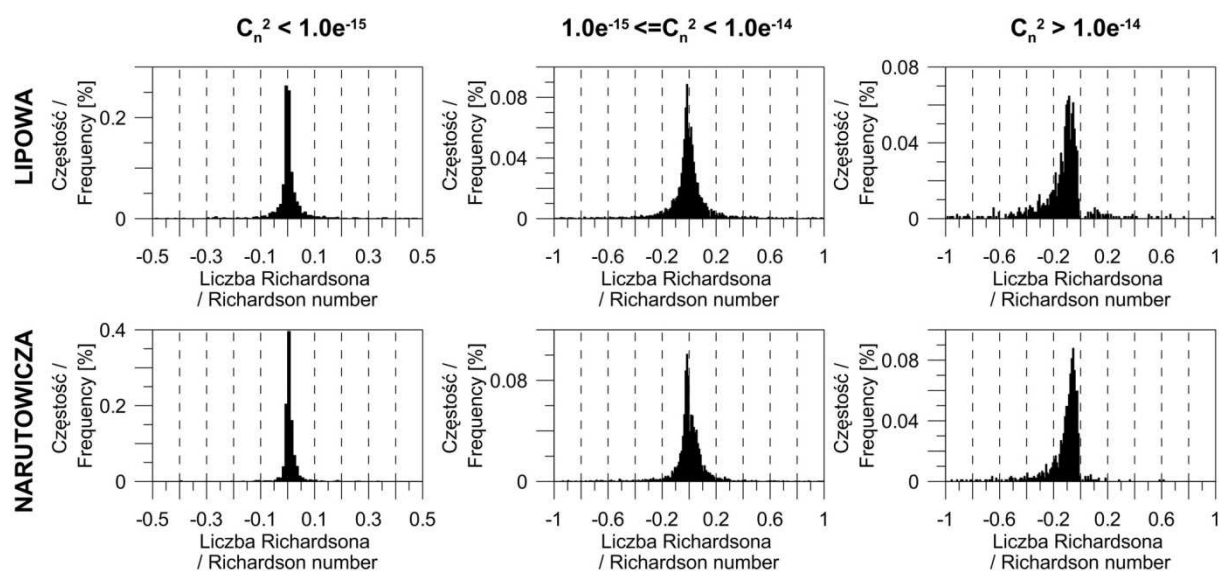
Okolo 5% danych nie przeszło pozytywnie kontroli jakości. Najwięcej odrzucono ich w listopadzie (blisko 12%), ze względu na znaczne zmniejszenie widzialności związane z częstymi w tym miesiącu zamgleniami i mgłami. W całym analizowanym okresie zaledwie 0,04% danych przekroczyło kryterium wystąpienia saturacji, co wskazuje na bardzo poprawne zlokalizowanie przyrządu – ścieżka miała odpowiednią długość w stosunku do wysokości, na jakiej dokonywany był pomiar.

Jak podaje Tunick i in. (2005) w warunkach stratyfikacji stałej bądź zbliżonej neutralnej wartości C_n^2 z reguły nie przekraczają $10^{-16}\text{--}10^{-15}$. W ciągu dnia typowe wartości C_n^2 kształtują się na poziomie zbliżonym do 10^{-14} , zaś wartości

przekraczające 10^{-13} świadczą o bardzo silnej turbulencji i możliwym występowaniu scyntylacji widocznej „gołym okiem”. W związku z powyższym na potrzeby niniejszej pracy za słabą turbulencję optyczną przyjęto taką, która wiązała się z wartościami $C_n^2 < 10^{-15}$. Za turbulencję umiarkowaną przyjęto wartości C_n^2 z przedziału 10^{-15} – 10^{-14} , zaś silną turbulencję – wartości przekraczające 10^{-14} .

Za powyższą klasyfikacją może też przemawiać porównanie strumieniowej liczby Richardsona (R_i) wyznaczonej z pomiarów kowariancyjnych na dwóch posterunkach w Łodzi, przy ul. Lipowej i Narutowicza (Fortuniak 2010), z wartościami parametru struktury współczynnika refrakcji uzyskanego z pomiarów scyn-

tylometrycznych (rys. 4). W przypadku wartości $C_n^2 < 10^{-15}$ zaobserwowano nieznacznie więcej przypadków z dodatnią R_i , świadcząca o słabej bądź umiarkowanej turbulencji. Ujemne wartości R_i , wskazujące na silną turbulencję, wyraźnie dominowały w przypadku wartości $C_n^2 > 10^{-14}$. Podczas występowania C_n^2 z przedziału 10^{-15} – 10^{-14} R_i osiągało niskie wartości zbliżone do 0. Należy przy tym pamiętać, iż pomiary kowariancyjne, ze względu na znacznie mniejszy obszar źródłowy, nie będą w pełni reprezentatywne dla obszaru źródłowego scyntylometru. Podobne wyniki uzyskano przy porównaniu C_n^2 z parametrem stabilności wyznaczonym w obu punktach pomiarowych (rezultatów badań nie zaprezentowano w niniejszym artykule).



Rys. 4. Liczba Richardsona wyznaczona z pomiarów kowariancyjnych na masztach przy ul. Lipowej i Narutowicza uśredniona w przedziałach 1-godzinnych podczas występowania określonych wartości parametru struktury współczynnika refrakcji (C_n^2)

Richardson's number derived from eddy covariance measurements at the Lipowa and Narutowicza sites averaged in 1-hour blocks under different optical turbulence regimes defined with the refractive index structure parameter (C_n^2)

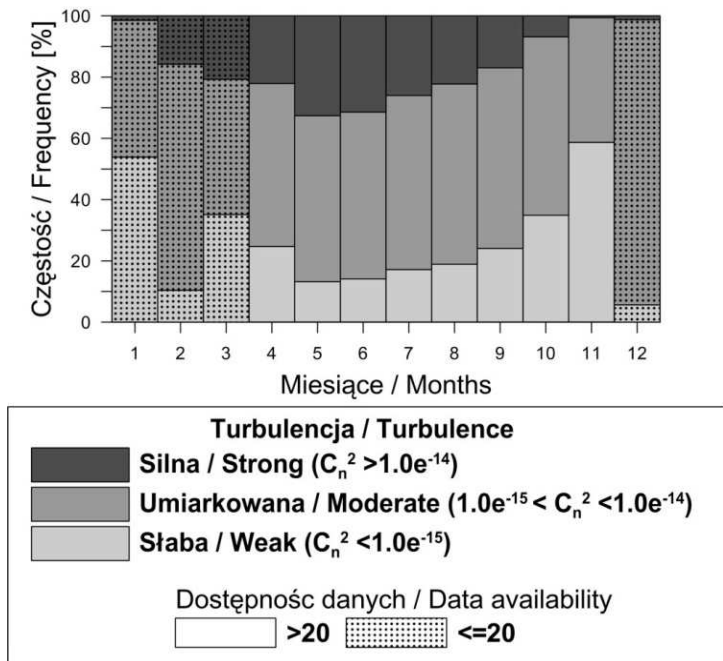
Czasowa zmienność intensywności turbulencji nad miastem

Intensywność turbulencji optycznej nad centrum miasta cechuje się wyraźnym biegiem rocznym (rys. 5, 6), jak również biegiem dobowym (rys. 7). Silna turbulencja ($C_n^2 > 1,0 \cdot 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$) występowała najczęściej w maju i w czerwcu, kiedy to obserwowano ją przez blisko 30% czasu. Najrzadziej obserwowano ją późną jesienią i zimą. Ze względu na brak wystarczającej ilości danych z okresu zimowego uzyskanych wyników

nie można traktować jako reprezentatywnych. Dla przykładu wysoki udział silnej turbulencji w lutym wynikał z faktu, iż w tym miesiącu pomiary scyntylometryczne udało się przeprowadzić tylko w okresie bardzo silnej adwekcji chłodu. W takich warunkach powierzchnia miasta oddaje znaczne ilości ciepła atmosferze, co z kolei powoduje intensyfikację scyntylacji, a co za tym idzie – zwiększenie wartości C_n^2 . Nad obszarem miasta w okresie zimy turbulencja teoretycznie powinna być intensyfikowana chociażby przez dodatkowy strumień ciepła pochodzący ze spalania paliw kopalnych. Jednak z wyjątkiem lutego

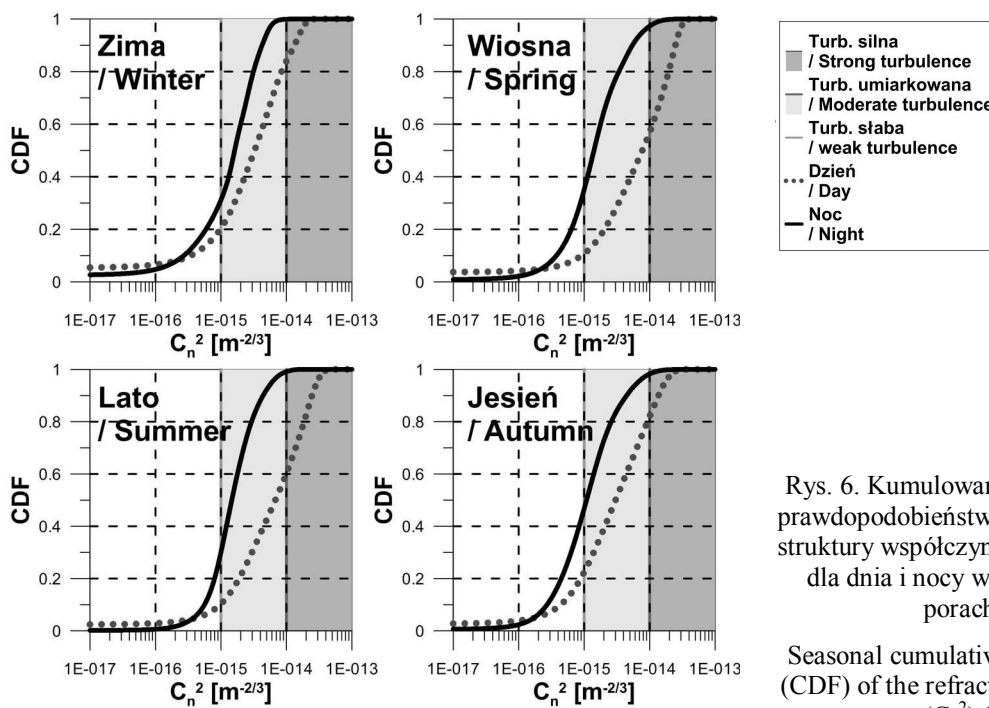
nie zaobserwowano dużej częstości pojawiania się silnej turbulencji optycznej zimą. Z tego powodu wysoki (blisko 17%) udział silnej turbulencji w lutym wynikał raczej ze specyficznych warunków pomiarowych niż ogólnej prawidłowości.

Należy jeszcze raz podkreślić, iż w przypadku łódzkiej serii pomiarowej w okresie zimowym nie zebrano wystarczającej liczby reprezentatywnych danych.



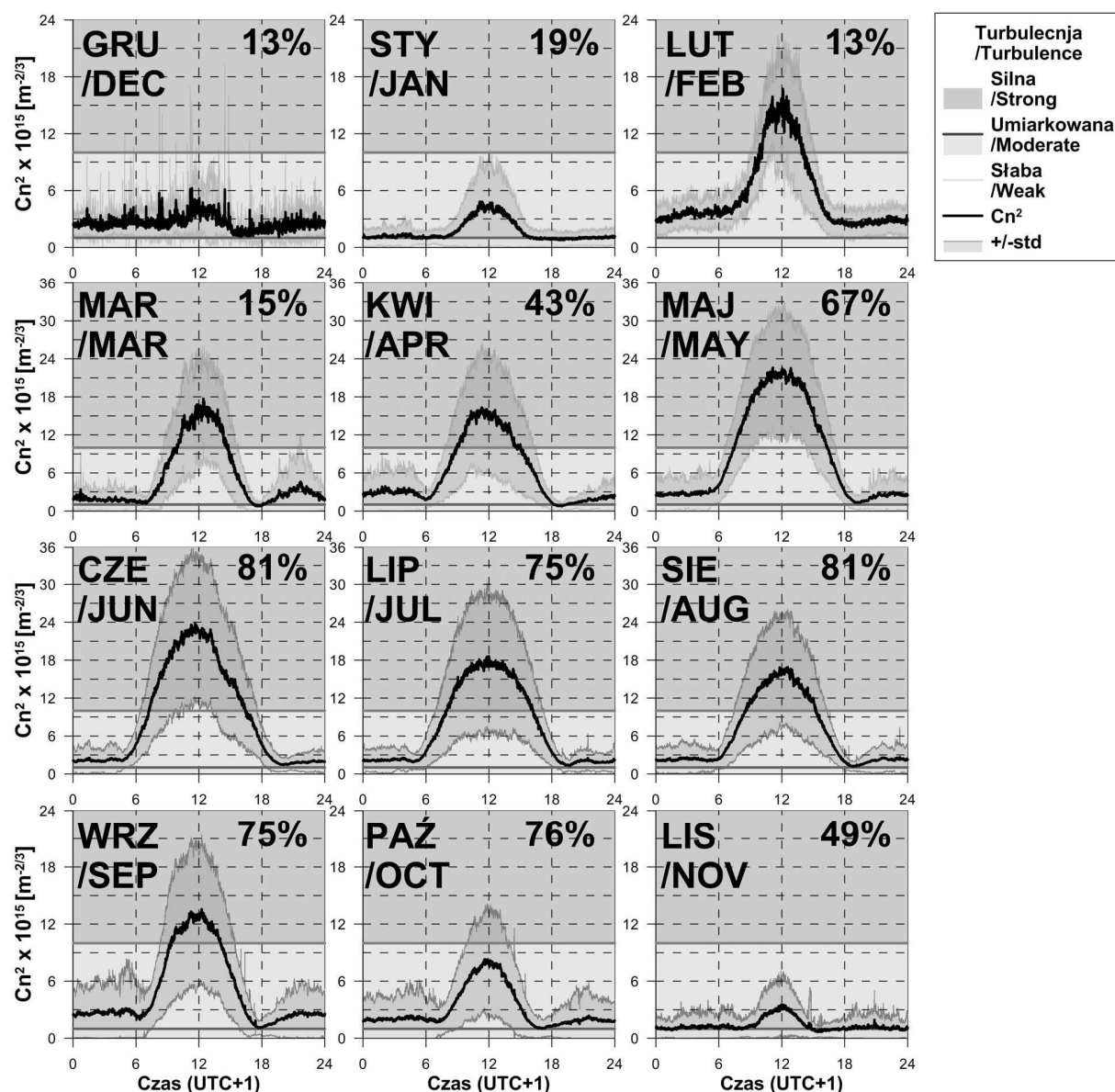
Rys. 5. Czasowa zmienność intensywności turbulencji optycznej w ciągu roku wyrażona częstością pojawiania się silnej, umiarkowanej i słabej turbulencji

Annual frequency of strong, moderate and weak optical turbulence



Rys. 6. Kumulowane funkcje gęstości prawdopodobieństwa (CDF) parametru struktury współczynnika refrakcji (C_n^2) dla dnia i nocy w poszczególnych porach roku

Seasonal cumulative density function (CDF) of the refractive index structure parameter (C_n^2) for day and night



Rys. 7. Średnie przebiegi dobowe parametru struktury współczynnika załamania światła (C_n^2) w poszczególnych miesiącach roku, wyznaczone na podstawie wszystkich dostępnych danych, które pozytywnie przeszły kontrolę jakości

dotąd dodatkowo zaznaczono zakres wyznaczony przez ± 1 odchylenie standardowe; w prawym górnym narożniku podano dostępność danych scyntylogometrycznych dla poszczególnych miesięcy

Monthly average diurnal course of the refractive index structure parameter (C_n^2) – prepared on the basis of data that passed quality control

± 1 standard deviation range was indicated with transparent fill; the data availability for each month is shown in upper-right corner of the plot

W omawianym okresie słaba turbulencja optyczna ($C_n^2 < 1,0e^{-15} m^{-2/3}$) najczęściej występowała w listopadzie (blisko 60%). Stosunkowo często odnotowywano ją w styczniu (ponad 50% przypadków) oraz na przełomie zimy i wiosny, jak również jesienią. W okresie od maja do sierpnia przypadków ze słabą scyntyacją, wynikającą

z niewielkiej turbulencji, nie obserwowano przez więcej niż 20% czasu.

Porównując kumulowane funkcje gęstości prawdopodobieństwa C_n^2 w poszczególnych porach roku, wyznaczone osobno dla dnia i nocy (rys. 6), można zauważyć pewne podobieństwa pomiędzy wiosną a latem oraz między okresem jesieni i zimy. W pierwszym przypadku silną

turbulencję optyczną w ciągu dnia obserwowano przez blisko 40% czasu, a słaba turbulencja występowała nie częściej niż przez 10% czasu. W wiosenne i letnie noce dominowała zdecydowanie turbulencja umiarkowana, która stanowiła blisko 70% czasu. Pojawiały się jednakże epizody z mocniejszą turbulencją (ok. 2–3%), które mogły być związane z silnie rozwiniętą miejską wyspą ciepła występującą w Łodzi najczęściej w okresie letnim (Fortuniak 2003). W okresie zimy oraz jesieni silną turbulencję w ciągu dnia zaobserwowano w blisko 20% przypadków. W związku z mniejszym czasem operacji słonecznej, a co za tym idzie mniejszą energią promieniowania, w ciągu dnia często występowały okresy słabej turbulencji optycznej (ok. 20%). Zimą, w ciągu nocy, silna turbulencja praktycznie nie występowała, natomiast jesienią pojawiała się z podobną częstością jak w pozostałych porach roku. Warto zauważyć, iż w nocy, zarówno zimą, jak i jesienią, również dominowała umiarkowana turbulencja, co prawdopodobnie wynika z rozwoju miejskiej wyspy ciepła w Łodzi.

W analizowanym okresie wyraźny bieg dobowy C_n^2 zaznaczył się praktycznie we wszystkich miesiącach z wyjątkiem grudnia (rys. 7). Było to spowodowane faktem, iż w owym miesiącu problemy techniczne nie pozwoliły na zebranie danych w dłuższym okresie czasu, w których cykl dobowy byłby zauważalny. Lokalne minimum turbulencji optycznej, jakie obserwuje się w okolicach wschodu i zachodu Słońca (Wesely, Alcaraz 1973; Tunick i in. 2005), w przypadku średnich przebiegów C_n^2 zaznacza się tylko w niektórych miesiącach. Wynika to ze specyficznego bilansu energetycznego powierzchni czynnej w miastach. W obszarach zurbanizowanych, cechujących się znacznym udziałem powierzchni sztucznych o dużej pojemności cieplnej, w ciągu dnia gromadzone są znaczne ilości ciepła. Uwalnianie go, wraz z emisją dużej ilości ciepła pochodzącego ze spalania paliw kopalnych, przyczynia się do podtrzymywania dodatniego (skierowanego do atmosfery) turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego zarówno po zachodzie Słońca, jak i nocą (np. Fortuniak 2010; Kotthaus, Grimmond 2014). W takich warunkach konwekcja zachodząca nad miastem przyczynia się do intensyfikacji turbulencji optycznej.

W biegu rocznym najwyższe wartości C_n^2 obserwowano w czerwcu, kiedy w południe średnio przekraczały $2,2 \cdot 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$ (rys. 7). Najwyższe obserwowane wartości tego parametru były w tym miesiącu znacznie wyższe, gdyż dochodziły do $5,2 \cdot 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$. Warto przy tym za-

uważyć, iż spośród danych, które pomyślnie przeszły kontrolę jakości nie zaobserwowano przypadków przekraczających $1,0 \cdot 10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$, co mogłoby wskazywać na występowanie widocznej scyntytacji. W czerwcu, podobnie jak w maju, silna turbulencja dominowała od ok. 7.00 do 17.00, zaś w nocy rzadko obserwowano przypadki słabej turbulencji. W lipcu, w południe, wartości C_n^2 były niższe niż w czerwcu i zbliżone do tych, jakie obserwowano w sierpniu. Skróceniu uległ jednakże czas, w jakim pojawiała się silna turbulencja do ok. ośmiu godzin. W listopadzie, grudniu i styczniu w południe praktycznie nie zaobserwowano silnej turbulencji. W ciągu dnia dominowała turbulencja umiarkowana, w nocy zaś turbulencja słaba. Stosunkowo duże wartości C_n^2 pojawiające się w porze nocnej związane są z rozwojem miejskiej wyspy ciepła, gdy zintensyfikowane oddawanie ciepła przez miasto powoduje intensyfikację turbulencji optycznej. Dowodem tego jest średni przebieg C_n^2 dla lutego, ponieważ dane uzyskano tylko podczas silnej adwekcji chłodu, która miała miejsce w lutym 2012 roku. Wówczas, przy dużych kontrastach pomiędzy chłodną masą powietrza zalegającą nad Łodzią a powierzchnią miasta, dochodziło do intensywnej wymiany ciepła, a co za tym idzie – do intensyfikacji turbulencji.

Podsumowanie

W pracy zaprezentowano wyniki blisko 3-letnich pomiarów parametru struktury współczynnika refrakcji C_n^2 , który można traktować jako miarę intensywności turbulencji optycznej. Turbulencja ta ma duże znaczenie, szczególnie w przypadku stosowania metod pomiarowych wykorzystujących obrazowanie w zakresie podczerwieni.

W centralnej części Łodzi silna turbulencja optyczna pojawiała się praktycznie tylko w ciągu dnia w cieplej połowie roku, zaś w pozostałych przypadkach jedynie sporadycznie. W nocy dominowała turbulencja umiarkowana i słaba, zaś w południe, w okresie od lutego do września, silna turbulencja optyczna.

W przebiegu wartości C_n^2 , podobnie jak w przypadku innych parametrów meteorologicznych, można było zauważyć cechy wynikające ze specyfiki obszarów zurbanizowanych. Występowanie umiarkowanej turbulencji w nocy wiązało się z występowaniem zjawiska miejskiej wyspy ciepła: ciepło nagromadzone w obszarze

miejskim w ciągu dnia i uwalniane w większej ilości po zachodzie Słońca, wraz z ciepłem pochodzenia antropogenicznego, w nocy doprowadzało do intensyfikacji turbulencji.

Praca została zrealizowana w ramach grantu badawczego nr rej. 2011/01/N/ST10 /07529 finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki w latach 2011–2014. Część danych pozyskana została w ramach realizacji grantu badawczego Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr rej. N N306 276935 w latach 2008–2011.

Literatura

- Beland Robert P. 1993. Propagation through Atmospheric Optical Turbulence. W: Frederick G. Smith (red.) *Atmospheric Propagation of Radiation*, 159-232. Bellingham Washington USA: SPIE Optical Engineering Press.
- Chudnovsky Alexandra, Eyal Ben-Dor, Hadas Saaroni. 2004. „Diurnal thermal behavior of selected urban objects using remote sensing measurements”. *Energy and Buildings* 36 (11): 1063-1074.
- Clifford Steven F., Gerard R. Ochs, Robert S. Lawrence. 1974. „Saturation of optical scintillation by strong turbulence”. *Journal of the Optical Society of America* 64 (2): 148-154.
- Fortuniak Krzysztof. 2003. Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Fortuniak Krzysztof. 2010. Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Frederickson Paul A., Kenneth L. Davidson, Carl R. Zeisse, Charles S. Bendall. 2000. „Estimating the Refractive Index Structure Parameter (C_n^2) over the Ocean Using Bulk Methods”. *Journal of Applied Meteorology* 39: 1770-1783.
- Frehlich Rod G., Gerard R. Ochs. 1990. „Effects of saturation on the optical scintillometer”. *Applied Optics* 29 (4): 548-553.
- Hill Reginald J., Steven F. Clifford, Robert S. Lawrence. 1980. „Refractive Index and Absorption-Fluctuations in the Infrared Caused by Temperature, Humidity and Pressure Fluctuations”. *Journal of the Optical Society of America* 70 (10): 1192-1205.
- Hoyano Akira, Asano Kohichi, Kanamaru Takehisa. 1999. „Analysis of the sensible heat flux from the exterior surface of buildings using time sequential thermography”. *Atmospheric Environment* 33 (24-25): 3941-3951.
- Kallistratova Margarita A., Dmitriy F. Timanovskiy. 1971. „The distribution of the structure constant of refractive index fluctuations in atmospheric surface layer”. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR - Fizika Atmosfery i Okeana* 7: 46-48.
- Kolmogorov Andrey N. 1942. „Equations of turbulent motion in an incompressible fluid”. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR - Fizika* 6: 56-58.
- Kotthaus Simone, Christine Susan B. Grimmond. 2014. „Energy exchange in a dense urban environment – Part I: Temporal variability of long-term observations in central London”. *Urban Climate* 10 (2): 261-280.
- Lagouarde Jean-Pierre, Mark Irvine, Jean-Marc Bonnefond, Christine Susan B. Grimmond, Nathalie Long, Timothy R. Oke, Jennifer A. Salmond, Brian Offerle. 2006. „Monitoring the sensible heat flux over urban areas using large aperture scintillometry: Case study of Marseille city during the ESCOMPTE experiment”. *Boundary-Layer Meteorology* 118 (3): 449-476.
- Lagouarde Jean-Pierre, Patrick Moreau, Mark Irvine, Jean-Marc Bonnefond, James A. Voogt, Frédéric Sollic. 2004. „Airborne experimental measurements of the angular variations in surface temperature over urban areas: case study of Marseille (France)”. *Remote Sensing of Environment* 93 (4): 443-462.
- Meijninger Wouter M.L. 2003. Surface fluxes over natural landscapes using scintillometry. Wageningen: Wageningen University and Research Centrum.
- Nieveen Joost P., Alan E. Green, Wim Kohsiek. 1998. „Using Large-Aperture Scintillometer to Measure Absorption and Refractive Index Fluctuations”. *Boundary-Layer Meteorology* 87 (1): 101-116.
- Ochs Gerard R., John Wilson. 1993. A Second-Generation Large Aperture Scintillometer. NOAA Technical Memorandum ERL ETL-232. Boulder, CO, USA: NOAA Environmental Research Laboratories.
- Scintec. 2011. Scintec Boundary Layer Scintillometer Hardware Manual. Rottenburg: Scintec AG.
- Tatarski Valerian I. 1961. Wave propagation in a turbulent medium. New York: Dover Publications, Inc.
- Tunick Arnold. 2008. „Optical turbulence parameters characterized via optical measurements over a 2.33 km free-space laser path”. *Optics Express* 16 (19): 14645-14654.
- Tunick Arnold, Nikolay Tikhonov, Mikhail Vorontsov, Gary Carhart. 2005. Characterization of optical turbulence (C_n^2) data measured at the ARL A LOT facility. Adelphi MA: Army Research Laboratory.
- Walawender Jakub P., Mariusz Szymanowski, Monika J. Hajto, Anita Bokwa. 2014. „Land Surface Temperature Patterns in the Urban Agglomeration of Krakow (Poland) Derived from

- Landsat-7/ETM+ Data". *Pure and Applied Geophysics* 171 (6): 913-940.
- Wang Ting-i I., Gerard R. Ochs, Steven F. Clifford. 1978. „A saturation-resistant optical scintillometer to measure C_n^2 ”. *Journal of the Optical Society of America* 68 (3): 334-338.
- Ward Helen C., Jonathan G. Evans, Christine Susan B. Grimmond. 2014. „Multi-Scale Sensible Heat Fluxes in the Suburban Environment from Large Aperture Scintillometry and Eddy Covariance”. *Boundary-Layer Meteorology* 152 (1): 65-89.
- Wesely Marvin L., Ernest C. Alcaraz. 1973. „Diurnal Cycles of the Refractive Index Structure Function Coefficient”. *Journal of Geophysical Research* 78: 6224-6232.
- Wilson Keith E., James R. Lesh, Kenichi Araki, Yoshinori Arimoto. 1997. „Overview of the Ground-to-Orbit Lasercom Demonstration (GOLD)”. *Proc. SPIE 2990, Free-Space Laser Communication Technologies IX*, 23 (April 24, 1997); doi:10.1117/12.273703.
- Wood Curtis R., Rostislav D. Kouznetsov, Rosa Gierens, Annika Nordbo, Leena Järvi, Margarita A. Kallistratova, Jaakko Kukkonen. 2013. „On the Temperature Structure Parameter and Sensible Heat Flux over Helsinki from Sonic Anemometry and Scintillometry”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30: 1604-1615.
- Zieliński Mariusz, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki. 2013. „Turbulent sensible heat flux in Łódź, Central Poland, obtained from scintillometer and eddy covariance measurements”. *Meteorologische Zeitschrift* 22 (5): 603-613.

Summary

This study considers the annual, seasonal and diurnal variability of optical turbulence intensity which was determined with the refractive index structure parameter (C_n^2) measured with

a scintillometer. The data was collected in the period of August 2009 – November 2012 over the most densely built-up area of Łódź. The scintillometer measured path-averaged C_n^2 , which allowed to determine the optical turbulence intensity. On the basis of the C_n^2 values reported in literature for different atmospheric stability conditions, and comparison with the data collected from two masts located in Łódź, the optical turbulence intensity was divided into three classes: strong ($C_n^2 > 10^{-14}$), moderate ($10^{-14} > C_n^2 > 10^{-15}$) and weak turbulence ($C_n^2 < 10^{-15}$).

Strong optical turbulence was observed almost only during daytime hours, mostly during the warm half of the year. C_n^2 values exceeding 10^{-14} were most frequent in May and June, and appeared almost 30% of the time. Seldom was the strong turbulence observed in autumn and winter. During the night, moderate and weak optical turbulence occurs. From February to September, strong turbulence is most frequent at noon. It is worth mentioning that during the whole measurement campaign there were only a few cases with $C_n^2 > 10^{-13}$ that could indicate the possibility of visible image blurring.

The annual and diurnal course of C_n^2 seems to have several features that are characteristic for urban areas. Frequent occurrence of moderate turbulence during the night could result from the urban heat island effect. The heat stored in urban areas during the day is slowly released after the sunset and the anthropogenic heat flux can enhance the vertical heat exchange. This, in turn, can result in the increase of C_n^2 (i.e. the optical turbulence intensity).

WYBRANE WYNIKI POMIARÓW STRUMIENI TURBULENCYJNYCH NETTO GAZÓW CIEPLARNIANYCH (PARY WODNEJ, DWUTLENKU WĘGLA I METANU) W CENTRUM ŁÓDZI W LATACH 2013–2015

Selected results of the greenhouse gases turbulent net fluxes (water vapor, carbon dioxide and methane) measurements in the center of Łódź in the period 2013–2015

WŁODZIMIERZ PAWLAK*

Zarys treści. W pracy dokonano analizy czasowej zmienności turbulencyjnych strumieni netto trzech gazów cieplarnianych (pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu) w centrum Łodzi w okresie od lipca 2013 do sierpnia 2015 roku. Z przeprowadzonych pomiarów wynika, że w sezonowej i dobowej zmienności strumieni badanych gazów można zaobserwować zarówno podobieństwa, jak i różnice. Wszystkie mierzone strumienie turbulencyjne charakteryzowały się wyraźną zmiennością roczną. W przypadku strumienia pary wodnej maksimum obserwowane było w lecie, podczas gdy maksymalne wartości strumieni dwutlenku węgla i metanu pojawiały się w zimie. Ponadto strumienie cechowały się wyraźną zmiennością dobową, w przypadku pary wodnej najwyraźniej widoczną w lecie, a w przypadku pozostałych gazów w zimie. Ponieważ dwutlenek węgla i metan na terenach zurbanizowanych pochodzi głównie z emisji antropogenicznych, strumienie tych gazów odznaczały się również zmiennością tygodniową – wartości strumieni w weekendy były, zwłaszcza w przypadku dwutlenku węgla, wyraźnie niższe. Zmienność taka nie została zaobserwowana w przypadku strumienia pary wodnej.

Słowa kluczowe: gazy cieplarniane, strumień turbulencyjny, teren zurbanizowany, centrum Łodzi

Abstract. The study analyzes the temporal variability of net turbulent fluxes of three greenhouse gases (water vapor, carbon dioxide and methane) in the Łódź center between July 2013 and August 2015. The results of the measurements show that there are both similarities and differences in the seasonal and diurnal variability of the fluxes of these gases. All the measured net turbulent fluxes have been characterized by a clear annual variability. In the case of water vapor, the flux maximum was observed in summer, while the maximum value of the flow of carbon dioxide and methane appeared in winter. Furthermore, all fluxes were characterized by a distinct diurnal course, in the case of water vapor clearly visible in summer and for the other gases in winter. Since carbon dioxide and methane in urban areas come mainly from anthropogenic emissions, the fluxes of these gases were also characterized by a weekly variability. The fluxes at weekends were significantly lower, especially in the case of carbon dioxide. Such variability has not been observed in the case of the water vapor flux.

Key words: greenhouse gases, turbulent flux, urban area, center of Łódź

Wstęp

Wymiana gazów cieplarnianych pomiędzy podłożem a atmosferą jest jednym z najważniejszych procesów wpływających na klimat Ziemi. Ma on również bardzo istotne znaczenie z punktu widzenia obserwowanych w ostatnich latach zmian klimatu. Wyniki prowadzonych od lat pomiarów świadczą o tym, że jednym z czynników odpowiedzialnych za globalne ocieplenie jest wzrost stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze (Ciais i in. 2013; Hartmann i in. 2013). Precyzyjne pomiary czasowej zmienności stężenia oraz wymiany gazów cieplarnianych

między podłożem a atmosferą mają zatem kluczowe znaczenie dla zrozumienia ich roli w systemie klimatycznym. Pojawienie się na szerszą skalę, około 20 lat temu, odpowiednich przyrządów, umożliwiło rozwój badań nad turbulencyjną wymianą gazów cieplarnianych pomiędzy podłożem a atmosferą (Burba, Anderson 2010; Aubinet i in. 2012). Efektem tych pomiarów jest dość dobrze opisana zmienność strumieni pary wodnej i dwutlenku węgla w różnych skalach czasowych oraz wyznaczenie zależności pomiędzy sposobem użytkowania powierzchni a intensywnością i kierunkiem wymiany. Wyniki te dotyczą jednak głównie terenów pokrytych roślinnością, w różnym stopniu użytkowanych

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: wpawlak@uni.lodz.pl

przez człowieka. Na obszarach zurbanizowanych tego typu badania przeprowadzono jedynie w kilkunastu miastach na świecie, co pozwoliło na uzyskanie wstępnych informacji o wpływie urbanizacji na czasową zmienność wymiany gazów cieplarnianych (Grimmond, Oke 1991; Kuc i in. 2003; Zimnoch i in. 2010; Pawlak i in. 2011; Gioli i in. 2012; Nordbo i in. 2012; Ward i in. 2013). Należy podkreślić, iż w dotychczasowych kampaniach pomiarowych koncentrowano się na wyznaczeniu strumienia ciepła utajonego jako składnika bilansu cieplnego powierzchni miejskiej, czego konsekwencją jest niewielka liczba opublikowanych wyników długoterminowych pomiarów strumienia pary wodnej charakteryzującego proces parowania (Taha 1997; Fortuniak 2003; Offerle i in. 2006a; Loridan, Grimmond 2012; Järvi i in. 2014). Z kolei turbulencyjna wymiana metanu pomiędzy podłożem a atmosferą jest procesem, który dopiero zaczyna być poznawany (Aubinet i in. 2012; Nicolini i in. 2013; Christen 2014). Stężenie tego gazu jest około 200 razy mniejsze w porównaniu z dwutlenkiem węgla, jednak ze względu na jego wysoki potencjał cieplarniany (Ciais i in. 2013; Hartmann i in. 2013) badania wymiany powinny być rozwijane równie intensywnie, jak w przypadku pary wodnej i dwutlenku węgla. Dotychczasowe pomiary koncentrowały się na terenach będących największymi naturalnymi źródłami metanu dla atmosfery, czyli na obszarach podmokłych oraz na polach ryżowych (Aubinet i in. 2012). Do chwili obecnej przeprowadzono zaledwie kilka krótkich kampanii pomiarowych na terenach zurbanizowanych (Lowry i in. 2001; Gioli i in. 2012; O'Shea i in. 2012; Nicolini i in. 2013; Christen 2014), podczas gdy miasto może być znaczącym źródłem emisji metanu dla atmosfery pochodzącym m.in. ze spalania paliw kopalnych, kanalizacji czy wycieków z gazociągów (Wennberg i in. 2012; Nicolini i in. 2013; Phillips i in. 2013; Christen 2014). Liczba stacji wyposażonych w czujniki umożliwiające pomiar turbulencyjnego strumienia metanu na terenach miejskich jest zdecydowanie niewystarczająca, szczególnie w porównaniu z liczbą stacji rejestrujących wymianę pary wodnej i dwutlenku węgla.

Celem opracowania jest porównanie wyników pomiarów turbulencyjnej wymiany pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu w centrum Łodzi. Ciągłe pomiary strumieni netto tych gazów prowadzone są w Katedrze Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego od 2000 (para wodna), 2006 (dwutlenek węgla) oraz 2013 roku (metan) (Fortuniak 2003, 2010; Offerle i in.

2006a, b; Pawlak i in. 2011; Siedlecki i in. 2010, 2012; Fortuniak i in. 2013; Fortuniak, Pawlak 2015). W opracowaniu skoncentrowano się na okresie od lipca 2013 do sierpnia 2015 roku, kiedy na stacji pomiarowej zlokalizowanej przy ul. Lipowej 81 w Łodzi mierzono równocześnie strumienie wszystkich trzech wymienionych gazów.

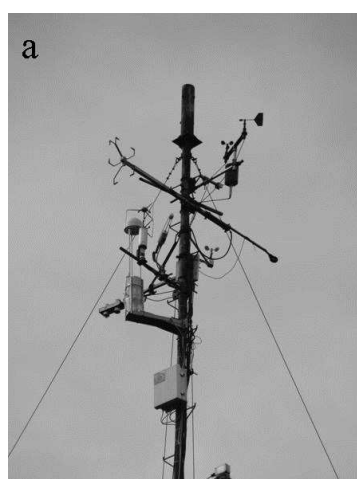
Stanowisko pomiarowe

Łódź jest jednym z największych miast w Polsce. Jego powierzchnia wynosi około 295 km², a liczbę ludności szacuje się na około 706 tys. Miasto położone jest na względnie płaskim terenie nachylnym ku południowemu zachodowi (wysokość bezwzględna zmienia się od ~280 do ~160 m n.p.m.). Najgęściej zabudowane centrum miasta obejmuje powierzchnię 80 km², a różnice wysokości terenu w tej części nie przekraczają 60 m. W bezpośrednim otoczeniu Łodzi nie ma dużych zbiorników wodnych, rzek oraz przeszkód orograficznych, co zdecydowanie ułatwia prowadzenie badań klimatu miasta. Czynnikiem ułatwiającym prowadzenie pomiarów turbulencyjnych strumieni masy i energii w Łodzi jest również brak typowego dla innych dużych miast w Polsce sektora centrum zabudowanego wysokimi budynkami, wyraźnie przewyższającymi okoliczną zabudowę. Pomiary turbulencyjnych strumieni netto pary wodnej FH₂O, dwutlenku węgla FCO₂ i metanu FCH₄ prowadzone były w zachodniej części centrum miasta (51°47'N, 19°28'E, rys. 1, 2), na obszarze o największej gęstości zaludnienia, sięgającej 17,2 tys. osób na km². Średni odsetek powierzchni sztucznych (budynki, chodniki, ulice, place itd.) w tej części miasta sięga 62%, pozostała część to powierzchnie pokryte roślinnością, przy czym jedynie 10% to drzewa (Kłysik 1998).

Roślinność rozmieszczona jest nierównomiernie, w postaci trawników oraz drzew rosnących wzdłuż kanionów ulicznych. W bezpośrednim otoczeniu punktu pomiarowego przeważają 3–5 piętrowe budynki o wysokości 15–20 m, zbudowane głównie w XX wieku. Większość z nich charakteryzuje się płaskimi dachami pokrytymi czarną papą lub blachą. Gęstość zabudowy na północ oraz wschód od punktu pomiarowego jest w porównaniu z sektorami południowym i zachodnim o około 10–20% większa (rys. 2). Drzewa rosnące w okolicy są głównie liściaste, a ich wysokość z reguły nie przekracza wysokości budynków, co w efekcie daje dobrze wykształconą warstwę dachową o średniej



Rys. 1. Maszt pomiarowy turbulencyjnych strumieni netto gazów cieplarnianych w centrum Łodzi
Measurement tower of the greenhouse gases net turbulent fluxes in the center of Łódź



fol. W. Pawlak



Google

Rys. 2. Zestaw pomiarowy turbulencyjnych strumieni netto gazów cieplarnianych (a) oraz obszar źródłowy strumieni wyznaczony metodą Schmid'a dla stratyfikacji chwiejnej (b)

białe linie oznaczają zasięg obszaru źródłowego strumieni z $P = 25, 50, 75$ i 90% ,
czarne linie przerywane oznaczają odległości 250, 500, 750 i 1000 metrów od stanowiska pomiarowego

Measurement set of greenhouse gases net turbulent fluxes (a) and source area of fluxes calculated with Schmid's method for unstable conditions (b)

white lines indicate range of source area with $P = 25, 50, 75$ and 90% , black dashed lines indicate 250, 500, 750 and 1000 m distances from the measurement site

wysokości 11 m. W otoczeniu centrum znajdują się dzielnice przemysłowe oraz mieszkaniowe z wysokimi, 10–12 piętrowymi, budynkami lub z luźną zabudową domów jednorodzinnych. Stanowisko pomiarowe turbulencyjnej wymiany masy, energii i pędu funkcjonuje w zachodniej

części Łodzi od 2000 roku (Offerle i in. 2006a, b; Pawlak i in. 2011; Fortuniak i in. 2013; Fortuniak, Pawlak 2015), ale strumień metanu badane są od lipca 2013 roku, kiedy istniejące stanowisko pomiarowe strumieni ciepła jawnego oraz pary wodnej i dwutlenku węgla zostało wyposażone

w czujnik fluktuacji stężenia metanu w powietrzu atmosferycznym umożliwiającą pomiary z wysoką częstotliwością. Zestaw pomiarowy umieszczony został na maszcie na wysokości $z = 37$ metrów (rys. 1), co przy średniej wysokości zabudowy rzędu 11 m, pozwala na przyjęcie założenia, iż pomiary prowadzone są wewnątrz warstwy stałych strumieni powyżej warstwy tarcia.

Na podstawie danych uzyskanych w badanym okresie oszacowano obszar źródłowy strumieni turbulencyjnych (rys. 2). W tym celu zastosowano metodę Schmid'a (Schmid 1994), a do analizy wykorzystano wszystkie dostępne dane. Analizę przeprowadzono dla warunków stratyfikacji chwiejnej w godzinach południowych od 10.00 do 14.00. Znaczna wysokość, na jakiej zainstalowano czujniki pomiarowe, dała w efekcie duży obszar źródłowy strumieni. W omawianym okresie, w zależności od kierunku wiatru, sięgał on od 250 do 750 m od stanowiska pomiarowego (rys. 2). Badany fragment centrum miasta to gęsta sieć kanionów ulicznych udostępnionych dla ruchu samochodowego, czyli jednego z najważniejszych źródeł gazów cieplarnianych dla troposfery. Spalanie paliw kopalnych w silnikach dostarcza pary wodnej, dwutlenku węgla oraz metanu, ponieważ spalanie zwykle ma charakter niecałkowity. Ponadto w otoczeniu punktu pomiarowego funkcjonuje gęsta sieć dystrybucji gazu ziemnego, której nieszczelności prowadzą do emisji metanu do troposfery. Innym źródłem tego gazu jest też gęsta sieć kanalizacyjna.

Metoda

Pomiary turbulencyjnych strumieni netto pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu zrealizowano za pomocą standardowego zestawu pomiarowego. Podstawowym elementem był anemometr ultradźwiękowy RMYoung model 81000 (RMYoung, Traverse City, Michigan, USA), umożliwiający pomiar fluktuacji pionowej składowej prędkości wiatru. Stanowisko wyposażono również w czujniki fluktuacji stężeń pary wodnej i dwutlenku węgla LI7500 Infra Red CO₂/H₂O Open Path Analyzer oraz metanu LI-7700 (Li-cor, Lincoln, Nebraska, USA). System pomiarowy został zawieszony około 1 m poniżej szczytu masztu (rys. 2). Na poziomym ramieniu, po południowo-wschodniej stronie masztu, w odległości około 60 cm od masztu umieszczono głowicę LI7500, a następnie w odległości 20 cm zainstalowano głowicę anemometru ultradźwiękowego. Czujnik metanu LI7700 zainstalowano na dodat-

kowym ramieniu, nieco niżej, tak, aby środek jego ścieżki pomiarowej, która jest około cztery razy dłuższa od ścieżek LI7500 i anemometru ultradźwiękowego, był na podobnym poziomie.

Wszystkie wymienione czujniki mierzyły fluktuacje parametrów z częstotliwością 10 Hz. Tuż przed rozpoczęciem pomiarów, w lipcu 2013 roku, czujnik fluktuacji H₂O i CO₂ został wykalibrowany (ustalono wartości zero i span). Analizator stężenia metanu zainstalowano tuż po jego zakupie, zatem zero i span zostały ustalone przez producenta. Oba czujniki oraz anemometr ultradźwiękowy były czyszczone w przybliżeniu raz na miesiąc, przy czym wymagał tego przede wszystkim czujnik metanu, którego lustra okazały się bardzo podatne na zabrudzenia (zanieczyszczenia powietrza, odchody ptaków, osady atmosferyczne, wysychające krople opadów czy topniejące płatki śniegu). Producent wyposażył przyrząd w system podgrzewający lustra i przeciwdziałający zamarzaniu produktów kondensacji oraz system czyszczący, który za pomocą pompy podawał płyn czyszczący na dolne lustro, w praktyce jednak, zwłaszcza jesienią i zimą, okazało się to niewystarczające. Zdarzały się sytuacje, na przykład w dniach z wilgotnością powietrza sięgającą 100%, kiedy siła sygnału spadała o kilkadziesiąt procent w ciągu zaledwie kilku godzin. Według producenta przyrządu sytuacja, w której siła sygnału (wskaźnik RSSI – *Relative Signal Strength Indicator*) jest mniejsza niż 10% wskazuje, iż ścieżka pomiarowa została zablokowana przez czynniki zewnętrzne. W trakcie pomiarów zdecydowano się jednak zaostrzyć to kryterium i do wyliczania strumieni wybierano wartości fluktuacji metanu zaobserwowane, gdy RSSI > 20%. Dane fluktuacji pionowej składowej prędkości wiatru oraz stężenia pary wodnej i metanu rejestrowane były przez datalogger CR21X (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) z tym samym krokiem czasowym. Stanowisko pomiarowe wyposażono także w czujniki rejestrujące ogólne warunki meteorologiczne (temperatura i wilgotność powietrza, ciśnienie atmosferyczne, kierunek i prędkość wiatru, komponenty bilansu promieniowania, opad). Dane te rejestrowane były co 10 minut przez datalogger CR10X (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) i wraz z danymi szybkozmiennymi archiwizowane na komputerze PC. Strumienie turbulencyjne metanu wyliczano za pomocą autorskiego oprogramowania napisanego w języku Fortran 77.

Strumienie netto pary wodnej, dwutlenku węgla oraz metanu wyznaczane były wprost z definicji jako kowariancje fluktuacji pionowej

prędkości wiatru i fluktuacji stężenia gazów w powietrzu (Stull 1988; Lee i in. 2005; Foken 2008; Burba, Anderson 2010; Fortuniak 2010; Aubinet i in. 2012):

$$FH_2O = \overline{w'q'}, \quad (1)$$

$$FCO_2 = \overline{w'\rho CO_2'}, \quad (2)$$

$$FCH_4 = \overline{w'\rho CH_4'}, \quad (3)$$

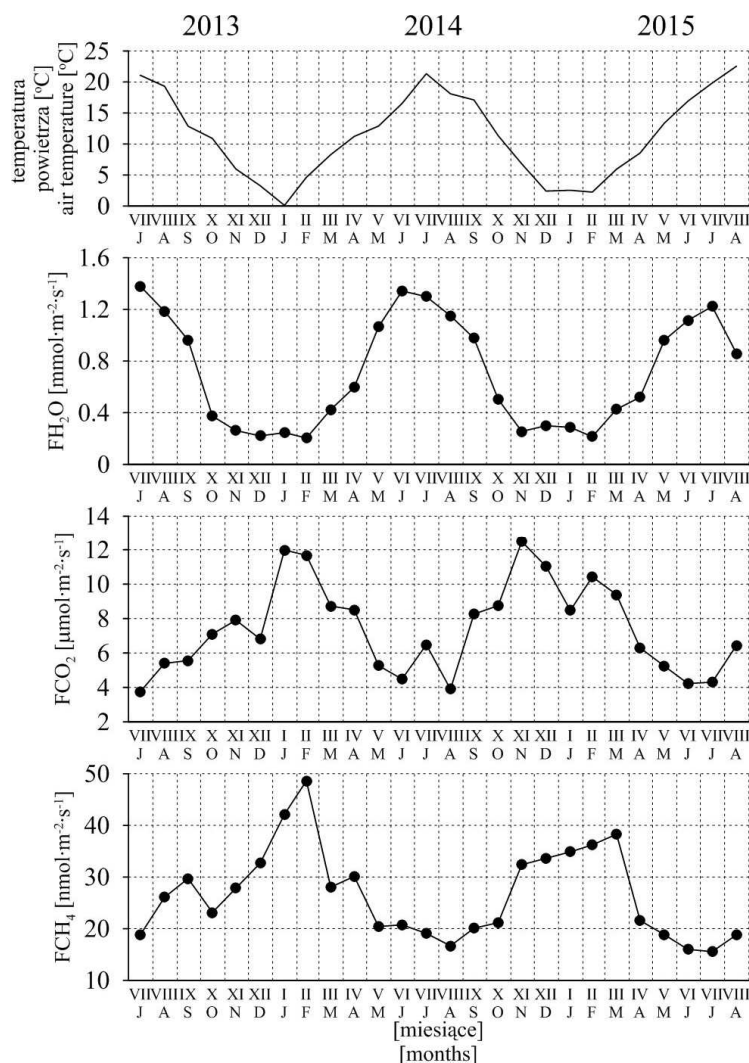
gdzie w' oraz q' , $\rho CO_2'$ i $\rho CH_4'$ oznaczają odpowiednio, fluktuacje pionowej składowej prędkości wiatru oraz stężenia pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu w powietrzu. Strumień dodatni oznacza turbulencyjny transport gazu do troposfery, a ujemny – jego pobór przez powierzchnię miejską. W trakcie obliczeń zastosowano uśrednianie blokowe, jako okres uśredniania przyjęto 1 godzinę. Ponieważ pomiary prowadzone były na znacznej wysokości, krótszy okres uśredniania mógłby spowodować niedoszacowanie strumieni (Pawlak i in. 2011). Podczas obliczeń zastosowano wszystkie konieczne procedury i poprawki. Odrzucono dane o nierzeczywistych wartościach, przeprowadzono procedurę spike detection, zastosowano podwójną rotację układu współrzędnych wiatru oraz wyeliminowano wpływ separacji czujników poprzez maksymalizację kowariancji w przedziale ± 2 s (Fortuniak 2010). Skorygowano temperaturę soniczną ze względu na wilgotność powietrza (Fortuniak 2010) oraz dodano poprawkę WPL (Webb i in. 1980). Wprowadzono również zalecane przez producenta czujnika metanu poprawki związane z wpływem temperatury i wilgotności powietrza oraz ciśnienia atmosferycznego na pomiar stężenia metanu (LI7700 instruction manual). Przeprowadzono szczegółową kontrolę jakości obliczonych strumieni, w której skoncentrowano się przede wszystkim na ocenie stacjonarności danych. Zastosowano trzy różne testy (Fortuniak 2010; Pawlak i in. 2011), a w trakcie oceny jakości danych przyjęto kryterium spełnienia warunku stacjonarności, jeżeli potwierdzał to co najmniej jeden z testów. Wyjątkiem był strumień metanu, w przypadku którego zastosowano kryterium zastrzone, klasyfikujące dane jako nadające się do dalszej analizy tylko i wyłącznie wtedy, gdy wszystkie trzy testy potwierdziły spełnienie warunku stacjonarności. Kryterium łagodniejsze nie spełniło w tym przypadku oczekiwań, ponieważ akceptowałyby wiele danych o nierealnie wysokich dodatnich wartościach oraz znaczną ilość strumieni FCH_4 o wy-

sokich wartościach ujemnych, których istnienie trudno jest fizycznie wytłumaczyć. Restrykcyjna ocena danych z jednej strony zmniejszyła liczbę danych nadających się do dalszej analizy, ale dzięki temu ograniczono do minimum niepewność co do ich jakości.

Wyniki

Dwuletnie pomiary turbulencyjnych strumieni netto gazów cieplarnianych ujawniły szereg cech charakterystycznych wymiany pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu w systemie miasto-troposfera. Przede wszystkim, niezależnie od pory roku, zaobserwowano zdecydowaną przewagę dodatnich wartości FH_2O , FCO_2 i FCH_4 . Odsetek dodatnich wartości wyniósł w okresie badawczym odpowiednio 94,6%, 92,0% oraz 93,7%. Oznacza to, że niezależnie od pory roku centrum Łodzi było źródłem gazów cieplarnianych dla atmosfery. Inną cechą charakterystyczną czasowej dynamiki strumieni pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu była ich wyraźna zmienność roczna (rys. 3), która tylko w przypadku FH_2O była zgodna z przebiegiem temperatury powietrza. Wymiana pary wodnej na terenie zurbanizowanym determinowana jest w większości przez procesy naturalne (takie jak np. parowanie, Fortuniak 2010), dlatego maksymalne wartości strumieni pary wodnej obserwowane były w ciepłej połowie roku, przede wszystkim w lecie. Średnie wartości strumieni przekraczały wtedy $0,8 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (rys. 3).

Maksymalne wartości strumieni dwutlenku węgla i metanu zaobserwowano w chłodnej porze roku, przede wszystkim zimą (rys. 3). Najwyższe średnie wartości strumieni przekraczały wtedy $8 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (FCO_2) oraz $40 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (FCH_4). Strumienie tych gazów w centrum miasta są determinowane głównie przez emisje o charakterze antropogenicznym (Nicolini i in. 2013; Christen 2014), dlatego zimowe maksima były efektem spalania paliw kopalnych w silnikach samochodów, podczas ogrzewania mieszkań oraz wycieków metanu z sieci gazowniczych. Najmniej intensywną wymianę pary wodnej zaobserwowano zimą, kiedy parowanie było najmniejsze, a średnie wartości FH_2O spadały poniżej $0,4 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. Z kolei minimalne wartości FCO_2 i FCH_4 pojawiały się w ciepłej połowie roku (średnie wartości sięgały odpowiednio $4\text{--}6 \text{ } \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz $20 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). Za przyczynę można uznać procesy biologiczne prowadzące do



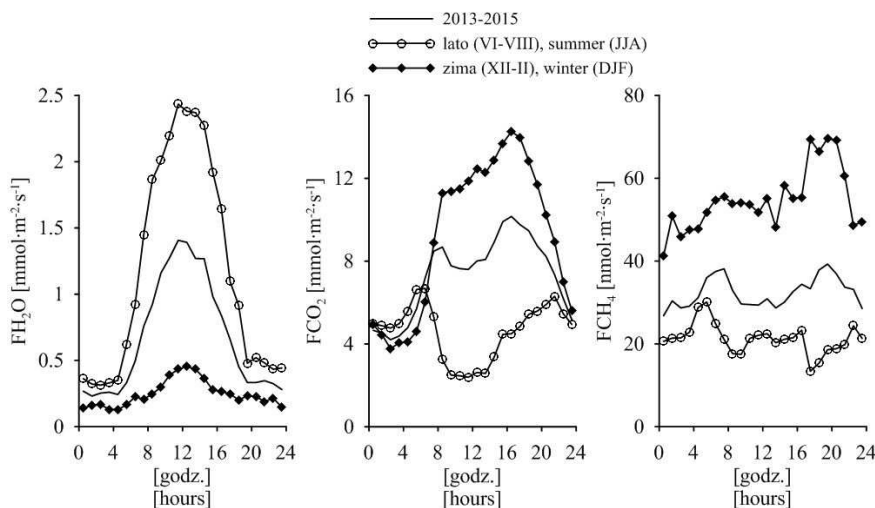
Rys. 3. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza oraz turbulencyjnych strumieni netto pary wodnej (FH₂O), dwutlenku węgla (FCO₂) i metanu (FCH₄) w centrum Łodzi w okresie lipiec 2013 – sierpień 2015

Mean monthly values of the air temperature and net turbulent fluxes of water vapor (FH₂O), carbon dioxide (FCO₂) and methane (FCH₄) in the center of Łódź in the period July 2013 – August 2015

poboru dwutlenku węgla przez rośliny podczas fotosyntezy, zmniejszony ruch samochodowy w otoczeniu stacji (zwłaszcza podczas wakacji) oraz brak ogrzewania mieszkań. W przypadku metanu będą to mniej intensywne wycieki metanu z sieci gazowniczych, ze względu na obniżone ciśnienie gazu ziemnego w instalacjach w ciepłej porze roku. Istotną rolę mogą odgrywać również procesy utleniania metanu podczas reakcji fotochemicznych (Christen 2014), których intensywność wzrasta wraz z temperaturą powietrza. Rys. 4 przedstawia średnie dobowe przebiegi strumieni pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu w centrum Łodzi obliczone dla całego okresu badawczego oraz dla lata i zimy.

Każdy z badanych strumieni charakteryzował się wyraźnym średnim przebiegiem dobowym

z maksimum w ciągu dnia i minimalnymi wartościami w nocy. Średnie wartości strumieni, niezależnie od godziny, były dodatnie, zatem badany fragment centrum Łodzi był źródłem pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu dla atmosfery. Maksymalne wartości FH₂O w ciągu doby obserwowane były w południe, kiedy sięgały prawie 1,5 mmol·m⁻²·s⁻¹. W nocy intensywność wymiany malała do około 0,2–0,3 mmol·m⁻²·s⁻¹. Średnie przebiegi strumieni netto dwutlenku węgla i metanu charakteryzowały się z kolei dwoma wyraźnymi maksimum w godzinach przedpołudniowych oraz po południu i wieczorem. Taką zmienność należy wiązać z dobową zmiennością opisanych wcześniej źródeł emisji wymienionych gazów. Popołudniowe maksimum FCO₂ (rzędu 10 μmol·m⁻²·s⁻¹) było o około 2 μmol·m⁻²·s⁻¹



Rys. 4. Średnie dobowe przebiegi turbulencyjnych strumieni netto pary wodnej (FH_2O), dwutlenku węgla (FCO_2) i metanu (FCH_4) w centrum Łodzi w okresie lipiec 2013 – sierpień 2015

Mean diurnal courses of net turbulent fluxes of water vapor (FH_2O), carbon dioxide (FCO_2) and methane (FCH_4) in the center of Łódź in the period July 2013 – August 2015

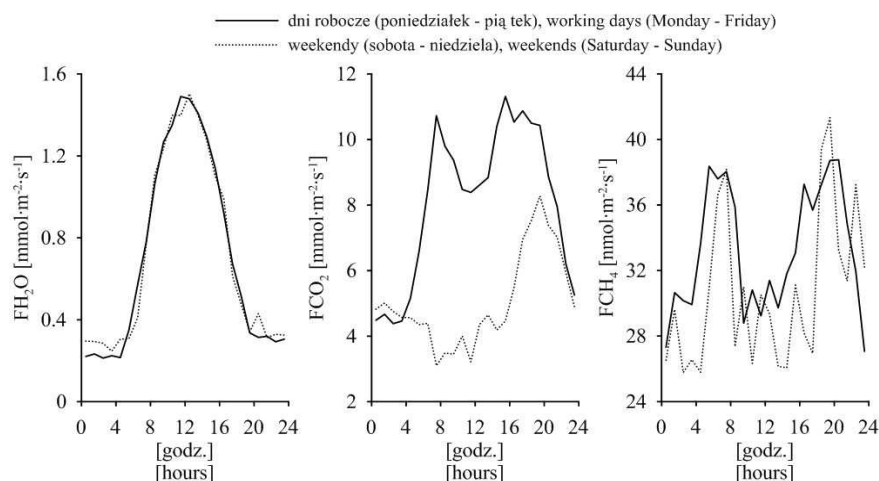
wyższe od przedpołudniowego, a wartości w godzinach południowych były około dwukrotnie większe od nocnych. W przypadku strumienia FCH_4 zaobserwowano podobne wartości obu maksimum (rzędu $40 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), a wartości południowe były zbliżone do nocnych i sięgały $25\text{--}27 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. Średnie dobowe przebiegi różniły się w porach roku, co było efektem zmienności rocznej wymiany badanych gazów cieplarnianych (rys. 4). Bez względu na porę roku strumień FH_2O charakteryzował się jednym maksimum w ciągu dnia, było ono jednak około pięć razy wyższe latem niż zimą. Średnie dobowe wartości FCO_2 , niezależnie od pory roku, charakteryzowały się dwoma maksimum, przy czym zimą maksimum popołudniowo-wieczorne jeszcze wyraźniej dominowało nad przedpołudniowym. Latem wartości południowe FCO_2 były najniższymi w ciągu doby, co było efektem poboru dwutlenku węgla z powietrza przez roślinność miejską podczas fotosyntezy, niwelującą w znacznym stopniu emisję o charakterze antropogenicznym. Najwyższe średnie wartości FCH_4 odnotowano zimą i, podobnie jak w przypadku FCO_2 , maksimum popołudniowo-wieczorne było zdecydowanie wyższe od przedpołudniowego (rzędu $70 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$).

Ponieważ turbulencyjna wymiana gazów cieplarnianych w mieście związana jest z ich emisjami o charakterze antropogenicznym, należy zadać pytanie o istnienie tygodniowej zmienności strumieni. Charakteryzuje się ona obniżonymi wartościami strumieni w weekendy

w porównaniu z dniami roboczymi i rozpoznano ją w przypadku FCO_2 w kilku miastach świata (Gioli i in. 2012; Nordbo i in. 2012; Christen 2014). Od początku pomiarów w 2006 roku zmienność tygodniową FCO_2 zaobserwowano także w Łodzi (Pawlak i in. 2011) i pojawiła się ona również w omawianym wieloleciu 2013–2015 (rys. 5). W skali roku, średnio w ciągu dnia, strumień FCO_2 jest od dwóch do czterech razy wyższy w dniach roboczych w porównaniu z weekendami.

Tygodniową zmienność zaobserwowano również w przypadku strumienia metanu, jednak różnice nie są tak wyraźne jak w przypadku strumienia dwutlenku węgla (rys. 5). Z kolei strumienie pary wodnej mają podobne wartości niezależnie od dnia tygodnia (rys. 5). Średnia dobową wymiana netto dwutlenku węgla była w okresie badawczym niższa w weekendy prawie o 38%, a metanu nieco ponad 7% (tab. 1).

Na podstawie średnich dobowych przebiegów badanych gazów cieplarnianych obliczonych dla każdego miesiąca wyznaczono wymianę netto metanu w kolejnych miesiącach okresu badawczego (rys. 6). W zmienności strumieni miesięcznych zaznacza się oczywiście wyraźna zmienność roczna, zgodna (FH_2O) lub przeciwna do zmian temperatury powietrza (FCO_2 i FCH_4). Maksymalne, letnie wartości miesięcznego strumienia netto pary wodnej sięgały powyżej $40 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mies}^{-1}$, podczas gdy zimą spadały do 10 i mniej $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mies}^{-1}$.



Rys. 5. Średnie dobowe przebiegi strumieni netto pary wodnej (FH₂O), dwutlenku węgla (FCO₂) i metanu (FCH₄) obliczone w dniach roboczych i podczas weekendów w centrum Łodzi w okresie lipiec 2013 – sierpień 2015

Mean diurnal courses of net turbulent fluxes of water vapor (FH₂O), carbon dioxide (FCO₂) and methane (FCH₄) calculated for working days and weekends in the center of Łódź in the period July 2013 – August 2015

Tabela 1

Średnia dobową wymiana netto pary wodnej, dwutlenku węgla i metanu w dniach roboczych oraz podczas weekendów w centrum Łodzi w okresie od lipca 2013 do sierpnia 2015

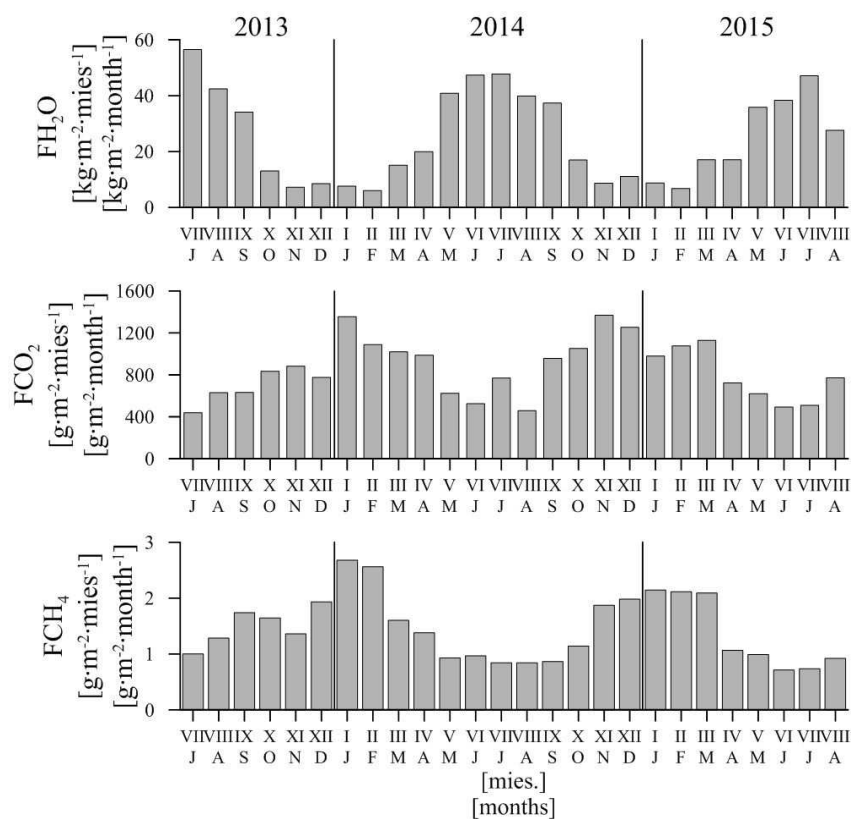
Mean daily net exchange of water vapor, carbon dioxide and methane during working days and weekends in the center of Łódź in the period July 2013 – August 2015

	Dni robocze/ working days	Weekendy/ weekends	%
FH ₂ O [kg·m ⁻² ·d ⁻¹]	1,10	1,11	+0,9
FCO ₂ [g·m ⁻² ·d ⁻¹]	30,81	19,20	-37,7
FCH ₄ [mg·m ⁻² ·d ⁻¹]	45,80	42,56	-7,1

Ze względu na mniejsze stężenie pozostałych gazów w powietrzu ich wymiana była mniej intensywna. Maksymalne wartości miesięczne strumienia FCO₂ przekraczały w chłodnej połowie roku 1 kg·m⁻²·mies⁻¹, podczas gdy w ciepłej spadały poniżej 0,6 kg·m⁻²·mies⁻¹. Należy podkreślić dużą zmienność wartości strumieni netto FCO₂ z roku na rok, co trzeba wiązać ze zdecydowanie odmiennymi warunkami termicznymi. Na przykład stosunkowo ciepły grudzień 2013 roku spowodował obniżenie emisji antropogenicznego dwutlenku węgla i miesięczna wymiana tego gazu wyniosła jedynie około 0,7 kg·m⁻²·mies⁻¹. Rok później strumień ten był już prawie dwukrotnie wyższy (1,2 kg·m⁻²·mies⁻¹, rys. 6). Z kolei maksymalne wartości strumienia netto metanu przekraczały w zimie 2 g·m⁻²·mies⁻¹, podczas gdy w ciepłej po-

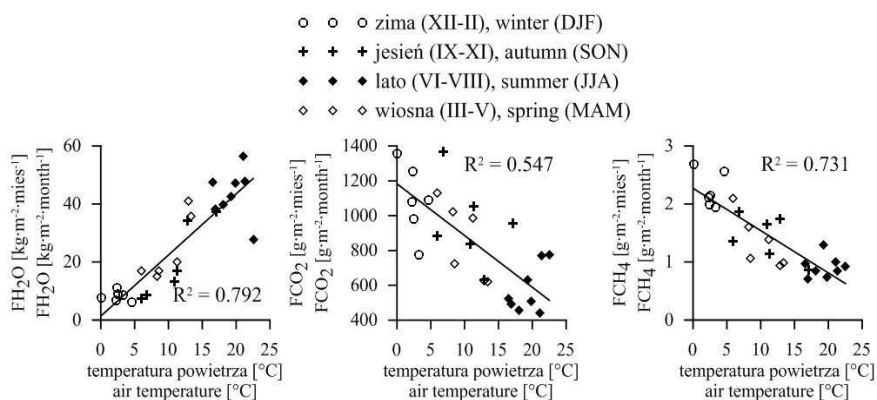
łowie roku często spadały poniżej 1 g·m⁻²·mies⁻¹. Wymiana metanu jest zatem wielokrotnie niższa w porównaniu z wymianą dwutlenku węgla, nie należy jednak zapominać o zdecydowanie wyższym potencjale cieplarnianym tego gazu (Ciais i in. 2013; Hartmann i in. 2013).

Miesięczna wymiana turbulencyjnych strumieni netto badanych gazów cieplarnianych wyraźnie korelowała ze zmiennością średniej temperatury miesięcznej powietrza (rys. 7). Najsilniejszy związek miał miejsce w przypadku strumienia pary wodnej, gdzie współczynnik determinacji R² sięgał prawie 0,8. Podobnie silny związek zaobserwowano w przypadku strumienia metanu (R² = 0,73), a najslabszy dla strumienia dwutlenku węgla (R² = 0,55).



Rys. 6. Miesięczna turbulencyjna wymiana netto pary wodnej (FH_2O), dwutlenku węgla (FCO_2) i metanu (FCH_4) w centrum Łodzi w okresie lipiec 2013 – sierpień 2015

Monthly net turbulent exchange of water vapor (FH_2O), carbon dioxide (FCO_2) and methane FCH_4 in the center of Łódź in the period July 2013 – August 2015



Rys. 7. Miesięczna turbulencyjna wymiana netto pary wodnej (FH_2O), dwutlenku węgla (FCO_2) i metanu (FCH_4) w funkcji temperatury powietrza w centrum Łodzi w okresie lipiec 2013 – sierpień 2015

Monthly net turbulent exchange of water vapor (FH_2O), carbon dioxide (FCO_2) and methane (FCH_4) in relation with air temperature in the center of Łódź in the period July 2013 – August 2015

Wnioski

Ponad dwuletnie pomiary turbulencyjnych strumieni netto pary wodnej FH_2O , dwutlenku węgla FCO_2 i metanu FCH_4 przeprowadzone w centrum Łodzi w okresie od lipca 2013 do sierpnia 2015 roku dostarczyły informacji dotyczących zmienności czasowej turbulencyjnej wymiany gazów cieplarnianych pomiędzy powierzchnią miasta i atmosferą. Wyniki pomiarów wykazały przede wszystkim, że badany fragment centrum Łodzi stanowi źródło wszystkich trzech badanych gazów dla atmosfery. Inną cechą wskazującą na podobieństwo w zmienności czasowej wymienionych gazów cieplarnianych jest roczny przebieg ich wymiany, przy czym maksima wymiany pary wodnej oraz dwutlenku węgla i metanu obserwowane są w innych porach roku. Inne cechy, takie jak zmienność dobową, a zwłaszcza tygodniową, wykazują już szereg różnic (jedno maksimum dobowe FH_2O w porównaniu z dwoma dla FCO_2 i FCH_4 , odmienna skala różnic strumieni w dniach tygodnia, od bardzo wyraźnych w przypadku FCO_2 , do braku dla FH_2O).

Na chwilę obecną możliwości porównania i weryfikacji większości z uzyskanych wyników z innymi miastami są mocno ograniczone. Dotyczy to przede wszystkim strumienia pary wodnej oraz metanu. Mimo, iż badania nad turbulencyjną wymianą pary wodnej na terenach zurbanizowanych prowadzone są od co najmniej kilkunastu lat (Aubinet i in. 2012), koncentrują się one na analizach wymiany ciepła utajonego do celów bilansowania ciepła w systemie miasto/atmosfera. Wyniki długoterminowych pomiarów FH_2O , czyli parowania oraz emisji antropogenicznych pary wodnej w mieście, należą do rzadkości. Z kolei pomiary strumieni metanu realizowane są w miastach od niedawna (Nicolini i in. 2013; Christen 2014), czego efektem jest brak opublikowanych wyników pomiarów dłuższych niż trzy miesiące. Jedyne tego typu kampanie pomiarowe przeprowadzono we Florencji (Gioli i in. 2012) oraz w Londynie (O'Shea i in. 2012). W obu przypadkach uzyskane wyniki wskazują, iż wymiana turbulencyjna netto metanu w Łodzi była 4–5 razy mniejsza. Tego typu wyniki umożliwiają jednak tylko bardzo ogólne porównania, a krótkie okresy badawcze uniemożliwiają dalsze analizy. Niemożliwe jest również porównanie wymiany rocznej, a przy braku pomiarów w innych miastach trudno o poszukiwanie relacji pomiędzy

intensywnością wymiany metanu w ciągu roku, a parametrem w ogólny sposób charakteryzującym badany fragment miasta. Tego typu zależność znaleziono dla strumienia dwutlenku węgla, którego zmienność czasowa jest w chwili obecnej najlepiej poznana. Wymiana roczna dwutlenku węgla jest zdecydowanie bardziej intensywna w dzielnicach o bardzo wysokim odsetku powierzchni sztucznych i niewielkiej ilości zieleni (centra miast). Zaobserwowane w Łodzi cechy zmienności rocznej oraz wymiany miesięcznej mają podobny charakter do rezultatów badań uzyskanych w innych miastach, takich jak Tokio, Londyn, Baltimore, Bazylea czy Melbourne (Aubinet i in. 2012; Nordbo i in. 2012). Dotyczy to chociażby zmienności rocznej, podwójnego maksimum w zmienności dobowej czy różnic turbulencyjnej wymiany dwutlenku węgla w zależności od dnia tygodnia.

Praca finansowana przez Narodowe Centrum Nauki w latach 2011–2016 w ramach projektów badawczych nr N N306 519638 oraz 2011/01/D/ST10/07419.

Literatura

- Aubinet Marc, Timo Vesala, Dario Papale. 2012. Eddy Covariance. A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. Dordrecht-Heidelberg-London-New York: Springer.
- Burba George, Dan Anderson. 2010. A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements: Principles and Workflow Examples for Scientific and Industrial Applications. LI-COR Biosciences, Lincoln, USA, Hardbound and Softbound Editions.
- Christen Andreas. 2014. „Atmospheric measurement techniques to quantify greenhouse gas emissions from cities”. *Urban Climate* 10: 241-260.
- Ciais Philippe, Christopher Sabine, Govindasamy Bala, Laurent Bopp, Victor Brovkin, Josep Canadell, Abha Chhabra, Ruth DeFries, James Galloway, Martin Heimann, Christopher Jones, Corinne Le Quéré, Ranga B. Myneni, Shilong Piao, Peter Thornton. 2013. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. W: Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley (red.) *Climate Change 2013 The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 465-570. Cambridge,

- United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Foken Thomas. 2008. *Micrometeorology*. Berlin: Springer.
- Fortuniak Krzysztof. 2003. Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Fortuniak Krzysztof. 2010. Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak. 2015. „Selected spectral characteristics of turbulence over an urbanized area in the centre of Łódź, Poland”. *Boundary-Layer Meteorology* 154 (1): 137-156.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki. 2013. “Integral turbulence statistics over a central european city centre”. *Boundary-Layer Meteorology* 146 (2): 257-276.
- Gioli Beniamino, Piero Toscano, Emanuele Lugato, Alessandro Matese, Franco Miglietta, Alessandro Zaldei, Francesco P. Vaccari. 2012. „Methane and carbon dioxide fluxes and source partitioning in urban areas: The case study of Florence, Italy”. *Environmental Pollution* 164: 125-131.
- Grimmond Christine Susan B., Timothy R. Oke. 1991. „An evapotranspiration-interception model for urban areas”. *Water Resources Research* 27 (7): 1739-1755.
- Hartmann Dennis L., Albert M.G. Klein Tank, Matilde Rusticucci, Lisa V. Alexander, Stefan Brönnimann, Yassine Abdul-Rahman Charabi, Frank J. Dentener, Edward J. Dlugokencky, David R. Easterling, Alexey Kaplan, Brian J. Soden, Peter W. Thorne, Martin Wild, Panmao Zhai. 2013. *Observations: Atmosphere and Surface*. W: Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley (red.) *Climate Change 2013 The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 159-254. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Järvi Leena, Christine Susan B. Grimmond, Maija Taka, Annika Nordbo, Heikki Setälä, Ian B. Strachan. 2014. „Development of the surface urban energy and water balance scheme (SU-EWS) for cold climate cities”. *Geoscientific Model Development* 7: 1691-1711.
- Kłysik Kazimierz. 1998. „Charakterystyka powierzchni miejskiej Łodzi z klimatologicznego punktu widzenia”. *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica* 3: 173-185.
- Kuc Tadeusz, Kazimierz Rozanski, Mirosław Zimnoch, Jarosław M. Necki, Adam Korus. 2003. „Anthropogenic emissions of CO₂ and CH₄ in an urban environment”. *Applied Energy* 75 (3-4): 193-203.
- Lee Xuhui, William Massman, Beverly Law (red.). 2005. *Handbook of Micrometeorology – A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- LI-7700 Open Path CH₄ Analyzer. Instruction Manual. Li-cor Biosciences, www.licor.com
- Loridan Thomas, Christine Susan B. Grimmond. 2012. „Characterization of energy flux partitioning in urban environments: links with surface seasonal properties”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51 (2): 219-241.
- Lowry David, Craig W. Holmes, Nigel D. Rata, Phillip O'Brien, Euan G. Nisbet. 2001. „London methane emissions: Use of diurnal changes in concentration and δ¹³C to identify urban sources and verify inventories”. *Journal of Geophysical Research* 106: 7427-7448.
- Nicolini Giacomo, Simona Castaldi, Gerardo Fratini, Riccardo Valentini. 2013. „A literature overview of micrometeorological CH₄ and N₂O flux measurements in terrestrial ecosystems”. *Atmospheric Environment* 81: 311-319.
- Nordbo Annika, Leena Järvi, Sami Haapanala, Curtis R. Wood, Timo Vesala. 2012. „Fraction of natural area as main predictor of net CO₂ emissions from cities”. *Geophysical Research Letters* 39: L20802, DOI:10.1029/2012GL053087.
- Offerle Brian, Christine Susan B. Grimmond, Krzysztof Fortuniak, Kazimierz Kłysik, Timothy R. Oke. 2006a. „Temporal variations in heat fluxes over a central European city centre”. *Theoretical and Applied Climatology* 84: 103-115.
- Offerle Brian, Christine Susan B. Grimmond, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak. 2006b. „Intra-urban differences of surface energy fluxes in a central European city”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 45: 125-136.
- O'Shea Sebastian J., Grant Allen, Zoë L. Fleming, Stephane J.-B. Bauguitte, Carl J. Percival, Martin W. Gallagher, James Lee, Carole Helffer, Eiko Nemitz. 2012. „Area fluxes of carbon dioxide, methane, and carbon monoxide derived from airborne measurements around Greater London: A case study during summer 2012”. *Journal of Geophysical Research* DOI: 10.1002/2013JD021269.
- Pawlak Włodzimierz, Krzysztof Fortuniak, Mariusz Siedlecki. 2011. „Carbon dioxide flux in the centre of Łódź, Poland – analysis of a 2-year eddy covariance measurement data set”. *International Journal of Climatology* 31 (2): 232-243.

- Phillips Nathan G., Robert Ackley, Eric R. Crosson, Adrian Down, Lucy R. Hutyla, Max Brondfield, Jonathan D. Karr, Kaiguang Zhao, Robert B. Jackson. 2013. „Mapping urban pipeline leaks: Methane leaks across Boston”. *Environmental Pollution* 173: 1-4.
- Schmid Hans P. 1994. „Source areas for scalars and scalar fluxes”. *Boundary-Layer Meteorology* 67 (3): 293-318.
- Siedlecki Mariusz, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak. 2010. Dobowa zmienność turbulencyjnego strumienia netto pary wodnej w Łodzi. W: Ewa Bednorz, Leszek Kolendowicz (red.) *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, 177-188. Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Siedlecki Mariusz, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak. 2012. „Porównanie wybranych metod określania parowania w Łodzi”. *Przegląd Geofizyczny* LVII (2): 211-221.
- Stull Rolland B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Taha Haider. 1997. „Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat”. *Energy and Buildings* 25: 99-103.
- Ward Helen C., Jonathan G. Evans, Christine Susan B. Grimmond. 2013. „Multi-season eddy covariance observation of energy, water and carbon fluxes over a suburban area in Swindon, UK”. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13 (9): 4645-4666.
- Webb Eric K., Graeme I. Pearman, Ray Leuning. 1980. „Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer”. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society* 106 (447): 85-100.
- Wennberg Paul O., Wilton Mui, Debra Wunch, Eric A. Kort, Donald R. Blake, Elliot L. Atlas, Gregory W. Santoni, Steven C. Wofsy, Glenn S. Diskin, Seongeun Jeong, Marc L. Fischer. 2012. „On the sources of methane to the Los Angeles atmosphere”. *Environmental Science & Technology* 46 (17): 9282-9289.
- Zimnoch Mirosław, Jolanta Godłowska, Jarosław M. Necki, Kazimierz Rozanski. 2010. „Assessing surface fluxes of CO₂ and CH₄ in urban environment: a reconnaissance study in Krakow, Southern Poland”. *Tellus B* 62 (5): 573-580.

Summary

Research into the temporal and spatial variability of the exchange of greenhouse gases (GHG) between the ecosystem and the atmosphere is currently one of the most important problems of climatology and other environmental sciences. The presence of greenhouse gases in the air determines the persistence of the effect

of global warming, and therefore affects the radiation balance of the planet. The concentrations of greenhouse gases in the air are not constant in time, and their increase observed since the beginning of the industrial era is highlighted as one of the factors responsible for global warming. Therefore, it is of vital significance for the studies of climate and its changes to conduct the measurements of GHG concentrations and exchanges with the greatest possible accuracy. The intensity and direction of the exchange of water vapor, carbon dioxide and methane, as well as other greenhouse gases, depend on a number of factors, one of the most important of which is the type of the ecosystem (e.g. vegetation type) and the manner of its use by man. A specific place in the mosaic of the globe's landscapes is occupied by cities, where an equally important role, often crucial for the intensity of the greenhouse gas exchange, is played by anthropogenic processes. The aim of this study is to compare the temporal variability of three different greenhouse gases between the center of Łódź and the atmosphere. Although the measurements of the turbulent exchange of mass, energy and momentum have been conducted in Łódź since 2000 (Offerle *et al.* 2006a, b; Pawlak *et al.* 2011; Fortuniak *et al.* 2013; Fortuniak, Pawlak 2015), the study focuses on the period from July 2013 to September 2015, when the measurement station was equipped with a sensor of methane fluctuations, and the fluxes of water vapor, carbon dioxide and methane were measured at the same time.

The measurements of turbulent fluxes of water vapor FH₂O, carbon dioxide FCO₂ and methane FCH₄ were taken in the western part of the center of Łódź. A factor making it easier to take measurements of turbulent fluxes of mass and energy in the city center is that in Łódź the buildings are relatively uniform in height and, unlike other large cities in Poland, the city does not have a standard central sector of tall buildings, clearly towering over the urban canopy layer. The average percentage of artificial surfaces in this part of town reaches 62%, the remaining part being covered with vegetation. The measurements were performed using a standard measuring set consisting of an ultrasonic anemometer and a water vapor, carbon dioxide and methane fluctuation sensors. The fluxes of water vapor, carbon dioxide and methane were determined directly by definition as the covariance of the vertical wind velocity fluctuations and the concentrations of greenhouse gases. During the

calculations, all necessary procedures and corrections were applied. Using Schmid's method, the source area of turbulent fluxes was estimated. The considerable height at which the sensors were installed resulted in a large flux source area which, depending on the wind direction, reached a distance of 250 to 750 m from the measurement station.

More than two years of measurements of net turbulent fluxes of water vapor, carbon dioxide and methane carried out in the city center during the period from July 2013 to August 2015 provided information on the temporal variability of the turbulent exchange of greenhouse gases between the surface and atmosphere of the city.

Measurement results show, first of all, that the center of Łódź is the source of all the three greenhouse gases in the atmosphere. Another feature indicating the similarity in the temporal variability of the fluxes is their annual courses. It should be emphasized that the maxima of the water vapor, carbon dioxide and methane net exchange is observed during different seasons. Other features, such as diurnal and especially weekly variations, show differences (one daily maximum of F_{H_2O} in comparison with F_{CO_2} and F_{CH_4} , different scale of differences in fluxes registered during days of the week, from significant for F_{CO_2} , to the lack for F_{H_2O}).

WYBRANE CHARAKTERYSTYKI TURBULENCJI NA OBSZARACH MIEJSKICH, ROLNICZYCH I NATURALNYCH

Selected turbulence characteristics in urban, rural and natural areas

KRZYSZTOF FORTUNIAK*, WŁODZIMIERZ PAWLAK*, MARIUSZ SIEDLECKI*

Zarys treści. W opracowaniu przedstawiono podstawowe wielkości charakteryzujące turbulencyjny ruch powietrza nad różnymi typami podłoża. Warunki miejskie reprezentowała stacja pomiarowa położona przy ul. Lipowej 81 w Łodzi, tereny rolnicze – stacja w Annosławiu, a tereny naturalne – stacja zlokalizowana na bagnach Biebrzańskiego Parku Narodowego, w okolicy wsi Kopytkowo. Bazę doświadczeń opracowania stanowiły wieloletnie, szybkozmiennne (10 Hz) pomiary parametrów meteorologicznych wykonywane metodą kowariancji wirów. Analizie poddano zmienność roczną i dobową energii kinetycznej ruchu turbulencyjnego oraz parametrów reprezentujących termiczne i dynamiczne cechy turbulencji: parametru stabilności, długości Obuchowa, prędkości tarciowej oraz zintegrowanego współczynnika oporu. Wykazano wyraźną odmienną tereny zurbanizowanych przejawiającą się większą częstością chwiejnej równowagi atmosfery oraz bardziej intensywną turbulencją o charakterze dynamicznym. Fakt ten należy tłumaczyć istnieniem powierzchniowej miejskiej wyspy ciepła oraz zwiększoną szorstkością terenów zurbanizowanych.

Słowa kluczowe: energia kinetyczna ruchu turbulencyjnego, parametr stabilności, długość Obuchowa, prędkość tarciowa, metoda kowariancji wirów

Abstract. The paper presents basic characteristics of the atmospheric turbulence over various types of surface cover. Three measurement stations, the data from which is used in the paper, represent three surface types. Urban areas are represented by the measurement site located in the city of Łódź, in Lipowa 81 str. The agricultural site is located in Annosław village, and the third site is situated close to the village Kopytkowo in the wetlands of the Biebrza National Park. The work is based on multi-annual fast response (10 Hz) eddy-covariance measurements of meteorological parameters. The annual and diurnal variability of parameters such as turbulent kinetic energy, the stability parameter, the Obukhov length, bulk transfer coefficient for momentum and friction velocity were analyzed. The results show a clear distinction of urban areas which manifests in increased air instability and more intensive mechanical turbulence. This fact could be attributed to surface urban heat island and increased roughness of urban areas.

Key words: turbulent kinetic energy, stability parameter, Obukhov length, friction velocity, eddy-covariance method

Wprowadzenie

Wymiana turbulencyjna jest jednym z głównych mechanizmów otrzymywania i utraty energii przez atmosferę ziemską. Turbulencyjny transport masy, energii i pędu pozwala na efektywną wymianę pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą. Pomimo istotnej roli tych procesów dla lokalnych i globalnych warunków klimatycznych, informacja na temat typowych wartości parametrów charakteryzujących turbulencję atmosferyczną w warstwie przyziemnej atmosfery jest wyjątkowo uboga. W literaturze przedmiotu, zwłaszcza w literaturze polskiej, brak jest prac przedstawiających przebiegi roczne czy dobowe

wielkości, takich parametrów jak np. energia kinetyczna ruchu turbulencyjnego, parametr stabilności, prędkość tarciowa czy zintegrowany współczynnik oporu. W efekcie informacje o choćby szacunkowym zakresie zmienności tego typu parametrów, są trudno dostępne, szczególnie w ujęciu klimatologicznym.

Celem podjętego opracowania jest przedstawienie typowych przebiegów rocznych i dobowych wielkości charakteryzujących transport turbulencyjny, otrzymanych na drodze wieloletnich pomiarów mikrometeorologicznych, prowadzonych na trzech stanowiskach w Polsce. Punkty pomiarowe, z których dane wykorzystano do wyznaczenia charakterystyk ruchu turbulencyjnego, reprezentują trzy typy warunków

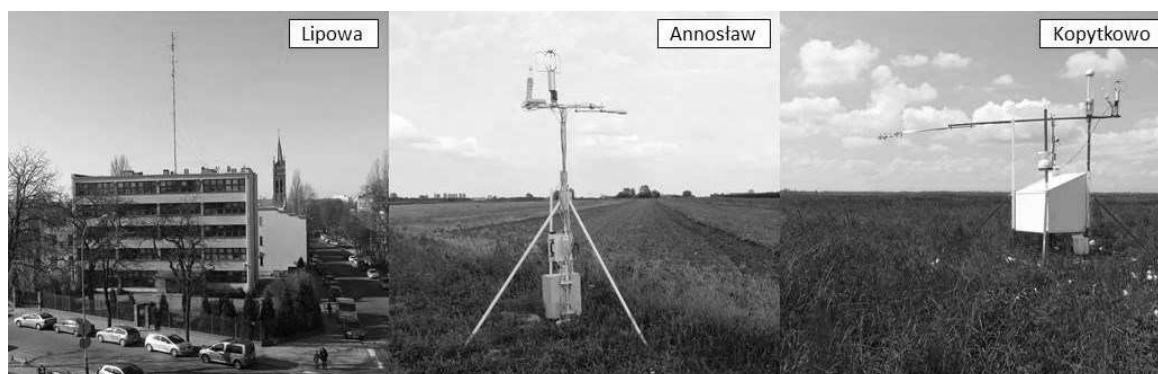
* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: kfortun@uni.lodz.pl

środowiskowych: miejskie, rolnicze i naturalne (obszary bagienne). Należy jednocześnie podkreślić, że pomiary wykonywane były na różnych wysokościach, w różnych okresach czasu, co w oczywisty sposób wpływa na niektóre z analizowanych parametrów. Dlatego głównym celem pracy nie jest bezpośrednie porównanie zmierzonych wartości na analizowanych stacjach, lecz przedstawienie wartości typowych, w oparciu o możliwie długi okres pomiarowy, oraz zwrócenie uwagi na charakterystyczne cechy przebiegu rocznego i dobowego.

Stanowiska pomiarowe, dane i metodyka

W pracy wykorzystano wyniki pomiarów prowadzonych metodą kowariancji wirów na trzech stanowiskach: miejskim, rolniczym i natu-

ralnym (rys. 1). Miejski punkt pomiarowy zlokalizowany był w Łodzi przy ulicy Lipowej 81 (51°45'45"N, 19°26'43"E). System kowariancji wirów zainstalowano na szczycie 20-metrowego masztu zamontowanego na dachu 5-piętrowego budynku. Wysokość, na której znajdowały się czujniki, wynosiła więc ok. 37 m. Średnia wysokość budynków w najbliższym otoczeniu punktu pomiarowego z_H była rzędu 11 m, co pozwala na oszacowanie wysokości przesunięcia jako: $z_d = 7,7$ m ($z_d = 0,7z_H$, Grimmond, Oke 1999). Średnia wartość współczynnika szorstkości liczona z logarytmicznego profilu wiatru dla równowagi zbliżonej do obojętnej wynosi dla analizowanego okresu $z_0 = 2,3$ m. Więcej szczegółowych informacji odnośnie lokalizacji tego stanowiska i jego otoczenia znaleźć można w pracach: Offerle i in. (2005, 2006a, b), Fortuniak i in. (2006, 2013), Pawlak i in. (2011), Fortuniak, Pawlak (2015).



Rys. 1. Stanowiska pomiarowe: w Łodzi przy ul. Lipowej 81 (obszar zurbanizowany), w Annosławiu (tereny rolnicze), w Kopytkowie (tereny naturalne Biebrzańskiego Parku Narodowego)

Measurement sites: Lipowa 81 str. in Łódź city (urban area), Annosław (agricultural area), Kopytkowo (natural wetlands of Biebrza National Park)

Drugi punkt pomiarowy znajdował się w miejscowości Annosław, położonej ok. 65 km na wschód od Łodzi (51°45'01"N, 20°25'03"E), reprezentującej typowy dla środkowej i wschodniej Polski krajobraz rolniczy, charakteryzujący się mozaiką długich i wąskich pól (Siedlecki i in. 2015). System pomiarowy zainstalowany był na niewielkim maszcie na wysokości 3,3 m, wśród pól, na których dominowały uprawy mieszanki zbożowej, ziemniaków, truskawek, malin i porzeczek. W zależności od sezonu średnia wysokość roślin w najbliższym otoczeniu punktu pomiarowego wynosiła 0,1–0,4 m, co dało wysokość przesunięcia na poziomie 0,07–0,28 m i średni współczynnik szorstkości $z_0 = 0,04$ m.

Warunki naturalne reprezentowała stacja zlokalizowana na bagnach biebrzańskich w oko-

licy wsi Kopytkowo (53°35'31"N, 22°53'32"E). Punkt pomiarowy zbudowano na bazie metalowej klatki umieszczonej na czterech wspornikach o wysokości 3 m. W najwyższym punkcie (spadzisty dach) górna krawędź klatki znajdowała się na poziomie 1,8 m. Czujniki turbulencyjne umieszczono na wysokości 3,7 m, na jednym ze wsporników. W pokryciu terenu tuż przy stanowisku dominowały turzyce, natomiast w odległości kilkunastu metrów, wzdłuż zarośniętej rzeczki Kopytkówki, rozciągało się trzcinowisko porośnięte wyższą trzciną pospolitą (Fortuniak i in. 2016). W zależności od sezonu wysokość przesunięcia na tym stanowisku wahała się w granicach 0,3–0,7 m, a średni współczynnik szorstkości wyniósł $z_0 = 0,11$ m.

Systemy pomiarowe skonfigurowano bardzo podobnie na wszystkich stanowiskach. Podstawowe charakterystyki turbulencji uzyskano z szybkozmiennych (rejestrowanych z częstotliwością 10 Hz) pomiarów składowych ruchu powietrza i temperatury wykonywanych za pomocą anemometru akustycznego RMYoung 81000. Analizatory gazowe Li-7500 pozwoliły na jednoczesną rejestrację wartości stężenia pary wodnej i dwutlenku węgla. Na stanowisku w Kopytkowie wykonywano też szybkozmiennie pomiary metanu przy użyciu analizatora Li-7700. Czujniki podłączone były do rejestratorów CR5000 zarządzających pomiarami. Ponadto na wszystkich stacjach rejestrowano podstawowe elementy meteorologiczne oraz składniki bilansu radiacyjnego.

Charakterystyki ruchu turbulencyjnego wyznaczono dla jednogodzinnych przedziałów czasu, stosując typową metodykę wypracowaną dla pomiarów strumieni z zastosowaniem techniki kowariancji wirów (Aubinet i in. 2000; Lee i in. 2005; Aubinet i in. 2012; Burba 2013). W obliczeniach uwzględniono eliminację sztucznie generowanych impulsów i danych spoza zakresu fizycznie realnych wartości, obroty układu współrzędnych (metodą układu współrzędnych wiatru rzeczywistego), korekcję ze względu na pomiar temperatury anemometrem akustycznym, korekcję ze względu na fluktuacje gęstości (tzw. poprawkę WPL – Webb i in. 1980) oraz poprawki spektralne. Spełnienie postulatu stacjonarności testowano za pomocą trzech testów statystycznych: Fokena i Wichury (1996), Mahrta (1998) oraz Dutaura i in. (1999), zmodyfikowanego przez Nemitza i in. (2002). Ponieważ każdy z testów zwraca uwagę na nieco inny aspekt stacjonarności, zastosowanie ich koinicji pozwoliło na wyselekcjonowanie danych bardzo wysokiej jakości. Dane takie są niezbędne np. do weryfikacji teoretycznych zależności funkcji uogólnionych od parametrów skalujących, lecz ich niewielka liczba, wynikająca z bardzo restrykcyjnej weryfikacji założeń teoretycznych metody, ogranicza inne zastosowania (np. badanie zmienności dobowej w poszczególnych miesiącach). Dlatego w praktyce analizy danych kowariancyjnych stosowanej w Katedrze Meteorologii i Klimatologii UŁ, zależnie od badanego problemu, wykorzystywane są zarówno dane pozytywnie zweryfikowane przez wszystkie trzy testy jednocześnie, jak i dane, dla których tylko jeden z testów wskazuje na spełnienie warunku stacjonarności.

Wykorzystane w opracowaniu dane obejmują różne okresy pomiarowe. Najdłuższa seria danych, od lipca 2006 do września 2015 roku, pochodzi z posterunku miejskiego przy ulicy Lipowej 81

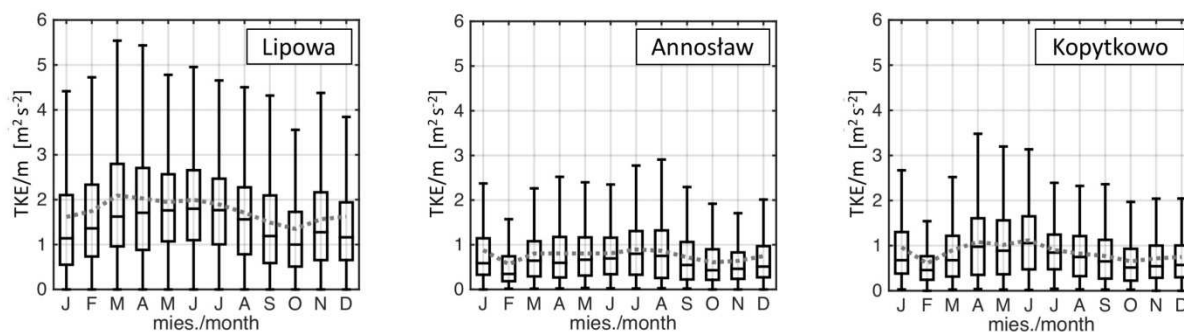
w Łodzi. Dane ze stacji rolniczej w Annosławiu obejmują okres od listopada 2011 roku do grudnia 2015 roku, a ze stacji w Kopytkowie, zlokalizowanej na obszarach bagiennych Biebrzańskiego Parku Narodowego, od listopada 2012 roku do grudnia 2015 roku. Zdecydowano się na wykorzystanie różnych okresów pomiarowych na analizowanych stacjach w celu możliwie najpełniejszej charakterystyki klimatologicznej badanych parametrów.

Podstawy teoretyczne i rezultaty dla wybranych stacji

Podstawową miarą intensywności turbulencji jest energia kinetyczna ruchu turbulencyjnego. W badaniach dynamiki warstwy granicznej atmosfery energia kinetyczna ruchu turbulencyjnego, *TKE* (ang. *turbulent kinetic energy*), jest z reguły definiowana na jednostkę masy, $\bar{e} = TKE/m$, poprzez fluktuacje składowych ruchu powietrza u' , v' , w' wzdłuż osi x , y , z :

$$\bar{e} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}). \quad (1)$$

Na analizowanych punktach pomiarowych (rys. 2) wielkość ta przyjmuje największe wartości na stacji miejskiej, gdzie jako typowe można uznać wartości z zakresu $1,5\text{--}2 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ w okresie zimowym i nieco większe, $2\text{--}2,5 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$, w okresie wiosenno-letnim. Na obu stacjach zamiejskich wartości *TKE/m* są zdecydowanie niższe. W Annosławiu za najczęstsze należy uznać wartości z zakresu $0,25\text{--}1,25 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$, a na stacji w Kopytkowie – około $0,25\text{--}1,5 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$. Na obu stacjach zamiejskich najniższe wartości zaobserwowano w lutym, chociaż wyraźne jest też minimum jesienne, przypadające na październik lub listopad. Minimum to zaznacza się również na stacji miejskiej. Zarówno w Łodzi, jak i w Kopytkowie, najwyższe wartości notuje się w okresie od kwietnia do czerwca (z najwyższą medianą w czerwcu), natomiast w Annosławiu maksimum przypada na lipiec. Odmienność stacji rolniczej może być spowodowana zmianami w geometrii podłoża, wynikającymi z prowadzonych prac rolniczych. W przebiegu dobowym energii kinetycznej ruchu turbulencyjnego (rys. 3) najwyższe wartości obserwowane są w godzinach okołopołudniowych i wczesnym popołudniem, co jest wynikiem rozwoju ruchów konwekcyjnych, głównie w ciepłej połowie roku, i intensyfikacji turbulencji o charakterze termicznym.

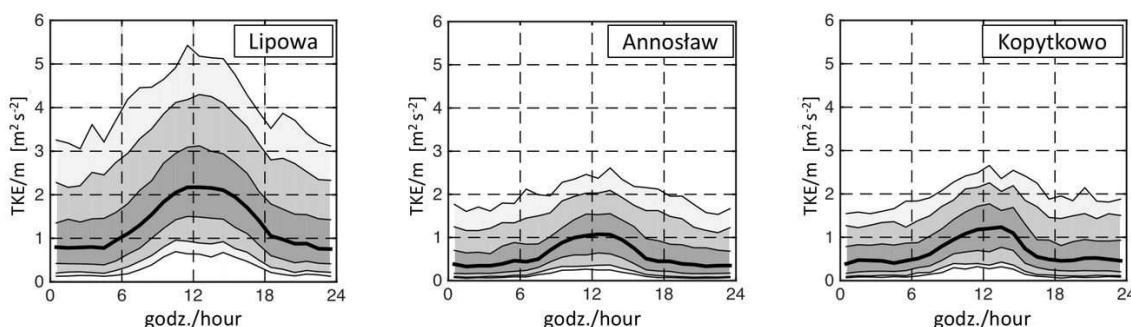


Rys. 2. Wykres pudełkowy energii kinetycznej ruchu turbulencyjnego na jednostkę masy, TKE/m w poszczególnych miesiącach na stacjach pomiarowych

pudełka podają wartości kwartyli i medianę; wąsy sięgają do wartości ekstremalnych niezaliczonych jako wartości odstające; wartości zdefiniowano jako odstające, gdy ich odległość od najbliższego kwartyła jest większa od 1,5 rozstępu kwartylowego; przerywana linia oznacza wartości średnie

Box-whiskers plots for the turbulent kinetic energy per unit mass, TKE/m , in months at measurement sites

on each box, the central mark is the median, the edges of the box are the quartiles; the whiskers extend to the most extreme data points not considered outliers; points are considered as outliers when they differ more than 1.5 of inter-quartile range from the quartile; mean values are plotted by dotted line



Rys. 3. Średni (z całych okresów obserwacji) przebieg dobowy energii kinetycznej ruchu turbulencyjnego na jednostkę masy, TKE/m , na stacjach pomiarowych

kolejne linie od dołu odpowiadają percentylom: 5, 10, 25, 50 (mediana – linia pogrubiona), 75, 90 i 90%

Mean daily patterns of turbulent kinetic energy per unit mass, TKE/m , at measurement sites for the entire study periods

lines from the bottom to the top indicate 5th, 10th, 25th, 50th (median – bold line), 75th, 90th, and 95th percentiles

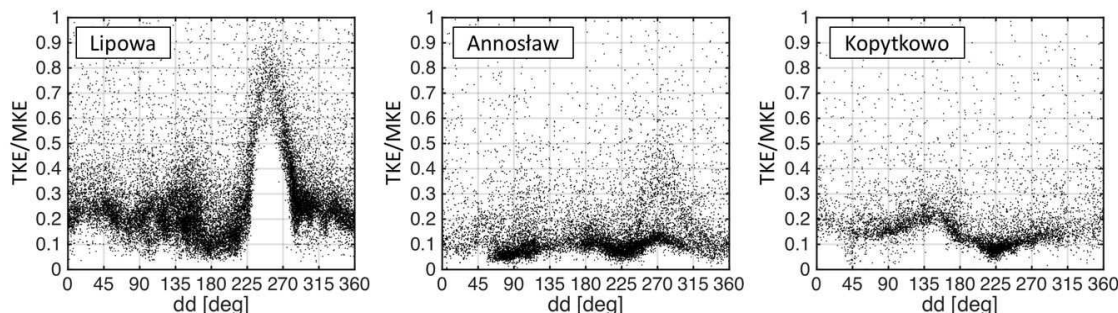
Z punktu widzenia oceny wpływu obciążeń mechanicznych konstrukcji budowlanych, związanych z oddziaływaniem wiatru, oraz komfortu mieszkańców istotną staje się ocena wielkości dodatkowego wkładu składnika turbulencyjnego ruchu powietrza w energii mechanicznej wiatru. Stosunek energii kinetycznej ruchu turbulencyjnego do energii kinetycznej średniej prędkości wiatru¹ (ang. *mean kinetic energy*), zdefiniowanej (na jednostkę masy) jako $MKE/m = 0,5\bar{u}^2$, jest różny na analizowanych stacjach (rys. 4). Największe wartości TKE/MKE obserwuje się na

stacji miejskiej, gdzie TKE z reguły stanowi 5–40% MKE . Jednakże wartość TKE/MKE silnie zależy od kierunku wiatru. Wyraźnie podwyższone wartości można zaobserwować dla wiatru z kierunków 230–270°, dla których stosunek ten sięga 70–100%. Można to tłumaczyć mechanicznym generowaniem turbulencji przez wieżę pobliskiego kościoła umiejscowioną w odległości ok. 85 m od masztu pomiarowego w kierunku 248°. Mimo iż jest ona stosunkowo wąska (widoczna na prawo od budynku na rys. 1) i niższa od poziomu umieszczenia czujników, wyraźnie wpływa na intensywność ruchu turbulencyjnego. Zdecydowanie niższe wartości TKE/MKE , z reguły z zakresu 5–15%, obserwuje się w Annosław-

¹ Średniej prędkości wiatru liczonej dla tego samego jednogodzinnego przedziału uśredniania, dla którego wyznaczono TKE .

wiu. Na stacji tej niewielka jest też zależność kątowna badanego parametru. Natomiast na stacji w Kopytkowie wyraźnie zaznaczają się dwa sektory o odmiennym reżimie turbulencji. Wiatrom z sektora wschodniego towarzyszy stosunkowo intensywny ruch turbulencyjny z typowymi wartościami TKE/MKE z zakresu 10–25%, natomiast wiatrom z sektora zachodniego odpowia-

dają zdecydowanie niższe wartości TKE/MKE , z reguły z zakresu 5–15%. Zróżnicowanie to jest wynikiem asymetrii szaty roślinnej w najbliższym otoczeniu stacji pomiarowej. Sektor wschodni porastają stosunkowo wysokie trzciny, natomiast sektor zachodni zdominowany jest przez niższe turzyce.



Rys. 4. Stosunek energii kinetycznej ruchu turbulencyjnego do energii kinetycznej średniej prędkości wiatru, TKE/MKE , w zależności od kierunku wiatru, dd , na analizowanych stacjach

The ratio of turbulent kinetic energy to the kinetic energy of mean wind, TKE/MKE , by wind direction, dd , at the analyzed sites

Zmienność TKE jest determinowana poprzez szereg czynników, które przy założeniu poziomej homogeniczności oraz układu współrzędnych zorientowanego tak, że oś x skierowana jest wzdłuż średniego wektora wiatru \bar{u} , określa równanie (Stull 1988; Kaimal, Finnigan 1994):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'p'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'e} - \varepsilon, \quad (2)$$

gdzie:

- θ – temperatura potencjalna,
- p – ciśnienie,
- g – przyspieszenie ziemskie,
- ρ – gęstość powietrza,
- ε – szybkość dyssypacji TKE .

Turbulencyjne strumienie pędu i ciepła jawnego wyrażone w formie kinematycznej określają kowariancje: $\overline{u'w'}$ i $\overline{w'\theta'}$. Składniki po prawej stronie tego równania opisują kolejno: produkcję TKE związaną ze ścięciem wiatru, produkcję lub tłumienie TKE wynikające z sił wpyru, wpływ fluktuacji ciśnienia, transport turbulencyjny oraz dyssypację. Spośród wymienionych szczególnie znaczenie dla reżimu turbulencji mają dwa pierwsze składniki, które decydują zarówno o intensywności, jak i o charakterze turbulencji. Jeśli dominujący jest pierwszy składnik, to turbulencja ma charakter mecha-

niczny. Składnik ten jest zawsze dodatni, jako że dynamiczne „naprężenia” pojawiające się na skutek ścięcia wektora wiatru mogą jedynie generować ruch turbulentny. Drugi składnik może, w przypadku równowagi chwiejnej, przyjmować dodatnie wartości i jeżeli jest on większy od składnika pierwszego, to turbulencja ma charakter termiczny (konwekcyjny). Natomiast ujemne wartości drugiego składnika, pojawiające się w przypadku równowagi stałej, oznaczają tłumienie turbulencji przez siły wpyru. Jeżeli tłumienie to jest większe od produkcji mechanicznej, to turbulencja zanika.

Wykorzystując jedną z podstawowych wielkości skalujących warstwy granicznej atmosfery, prędkość tarciovą u_* , która przy przyjętym powyżej układzie współrzędnych może być zdefiniowana poprzez kinematyczny strumień pędu przy powierzchni Ziemi:

$$u_*^2 = -\overline{u'w'}. \quad (3)$$

Równanie opisujące ewolucję TKE można zapisać w postaci bezwymiarowej, mnożąc je stronami przez kz/u_*^3 , gdzie k oznacza stałą von Karmana. W stanie ustalonym ($\partial \bar{e} / \partial t = 0$) równanie to przyjmuje postać:

$$0 = \phi_m - \zeta - \phi_p - \phi_t - \phi_\varepsilon. \quad (4)$$

Wpływ sił wyporu na intensywność turbulencji określa drugi składnik, noszący nazwę parametru stabilności ζ :

$$\zeta = \frac{z}{L} = -\frac{\left(\frac{g}{\theta}\right)\overline{w'\theta'}}{u_*^3/kz}, \quad (5)$$

gdzie L jest kolejną wartością skalującą noszącą nazwę długości Obuchowa. W przypadku równowagi obojętnej na element powietrza nie działają siły wyporu ($\overline{w'\theta'} = 0$) i $\zeta = 0$. Chwiejnej równowadze towarzyszy strumień ciepła jawnego skierowany od powierzchni Ziemi do atmosfery ($\overline{w'\theta'} > 0$), co przy zawsze dodatniej wartości prędkości tarciowej oznacza ujemną wartość parametru stabilności. Natomiast w przypadku równowagi stałej $\overline{w'\theta'} < 0$ i w efekcie parametr stabilności przyjmuje wartości dodatnie. Parametr stabilności jest kluczową zmienną niezależną w teorii podobieństwa Monina-Obuchowa. Warto również zaznaczyć, że lokalna wartość parametru stabilności jest tożsama ze strumieniową liczbą Richardsona, będącą jednym z podstawowych wskaźników istnienia turbulencji.

Mechaniczną produkcję TKE w formie bezwymiarowej określa uniwersalna funkcja podobieństwa teorii Monina-Obuchowa:

$$\phi_m = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}. \quad (6)$$

Funkcja ta jest zmienną parametru stabilności $\phi_m = \phi_m(\zeta)$, a jej scałkowanie pozwala na wyznaczenie profilu wiatru (Garratt 1994):

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{k} \int \frac{\phi_m(\zeta)}{\zeta} d\zeta \approx \frac{1}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m(\zeta) \right], \quad (7)$$

gdzie z_0 oznacza aerodynamiczny współczynnik szorstkości determinujący wpływ powierzchni na intensywność turbulencyjnego transportu pędu w warunkach równowagi obojętnej, a ψ_m jest poprawką wynikającą z zależności funkcji ϕ_m od ζ . Wprowadzany ze względu na wiele praktycznych zastosowań zintegrowany współczynnik oporu (ang. *bulk transfer coefficient*):

$$C_D = \left(\frac{u_*}{u}\right)^2, \quad (8)$$

jest ściśle związany z funkcją pierwotną funkcji ϕ_m , może więc być uznany za pewną miarę mó-

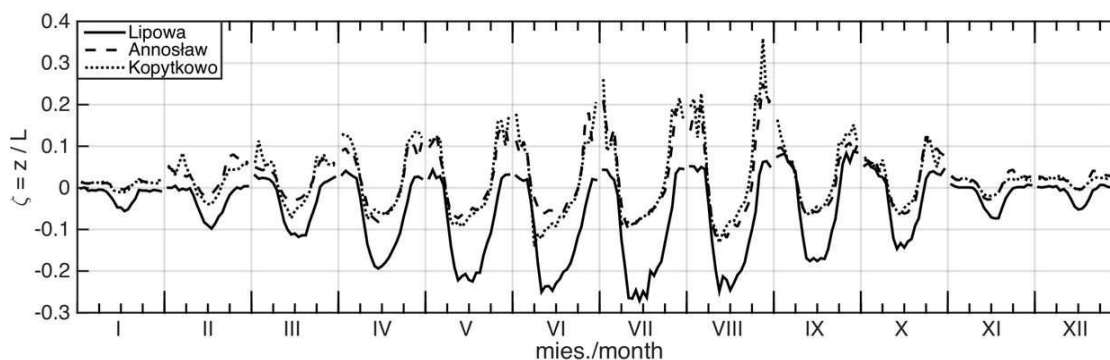
wiącą również o stopniu mechanicznego generowania turbulencji.

Dobowe przebiegi mediany parametru stabilności w poszczególnych miesiącach przedstawiono na rys. 5. Wartości mediany wyznaczono dla poszczególnych godzin w każdym miesiącu na podstawie wszystkich dostępnych danych. Zarówno w przypadku stacji miejskiej, jak i zamiejskich, dobową zmienność ζ charakteryzuje się ujemnymi wartościami w ciągu dnia (równowaga chwiejna) i dodatnimi w nocy (równowaga stała). W okresie letnim dla godzin dziennych widoczna jest wyraźna asymetria z większymi, co do wartości bezwzględnej, wartościami ζ przed południem i mniejszymi w godzinach popołudniowych. Jest to wynikiem rozwoju ruchów konwekcyjnych, które po południu prowadzą do silniejszego mieszania pionowego powietrza, co redukuje pionowe gradienty temperatury (profil staje się bardziej zbliżony do adiabaticznego) i prowadzi do zmniejszenia bezwzględnej wartości parametru stabilności (równowaga zbliża się do obojętnej). Na rys. 5 można również zauważyć różnice w przebiegach dobowych na stacji miejskiej i stacjach położonych na terenach naturalnych i rolniczych. Popołudniowe przejście od równowagi chwiejnej do stałej jest na terenach miejskich opóźnione w stosunku do terenów zamiejskich. Ponadto w miesiącach zimowych na terenach zamiejskich równowaga stała utrzymuje się przez większą część doby, podczas gdy w mieście, w godzinach dziennych wyraźnie zaznacza się równowaga chwiejna. Bezpośrednie porównanie wartości parametru stabilności na analizowanych stacjach może być mylące ze względu na różne wysokości pomiarów. Parametr ten zależy bowiem jawnie od wysokości i zgodnie z definicją (5) $\zeta \rightarrow 0$ gdy $z \rightarrow 0$. Dlatego na rys. 6 przedstawiono również przebiegi długości Obuchowa. Wielkość ta jest zdefiniowana poprzez strumienie turbulencyjne, które zgodnie z założeniami teorii Monina-Obuchowa, w niewielkim stopniu zmieniają się wraz z wysokością w warstwie przyziemnej² (ang. *surface layer*), nazywanej też z tego powodu warstwą stałych strumieni turbulencyjnych. Można zatem przyjąć, że L również zmienia się

² Dokładniej w tak zwanej podwarstwie inercyjnej (ang. *inertial sublayer*) stanowiącej górną część warstwy przyziemnej (Garratt 1994). Wydzielanie podwarstwy inercyjnej ma kluczowe znaczenie dla pomiarów metodą kowariancji wirów, gdyż to właśnie w tej podwarstwie powinny być umieszczone czujniki wykonujące pomiary szybkozmienne (Aubinet i in. 2012). Oczywiście podwarstwa ta nie może być mylona z interwałem inercyjnym spektrum turbulencyjnego ruchu powietrza.

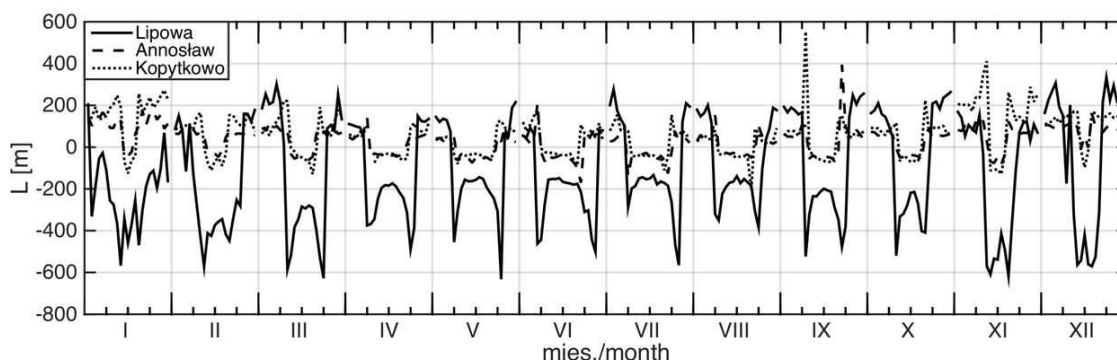
nieznacznie w tej warstwie (Sorbjan 1989). Wartości bezwzględne długości Obuchowa są na stacji miejskiej zdecydowanie wyższe, co prawdopodobnie jest wynikiem bardziej intensywnego wymieszania turbulencyjnego. W lecie w godzinach po-

łudniowych na stacji pomiarowej przy ul. Lipowej długość Obuchowa najczęściej przyjmuje wartości rzędu -150 m. W tym samym czasie na obu stacjach zamiejskich najczęściej notuje się L rzędu -50 m.



Rys. 5. Dobowy przebieg mediany parametru stabilności $\zeta = z/L$ w kolejnych miesiącach na analizowanych stacjach

A daily course of median of the stability parameter $\zeta = z/L$ in months at the analyzed sites

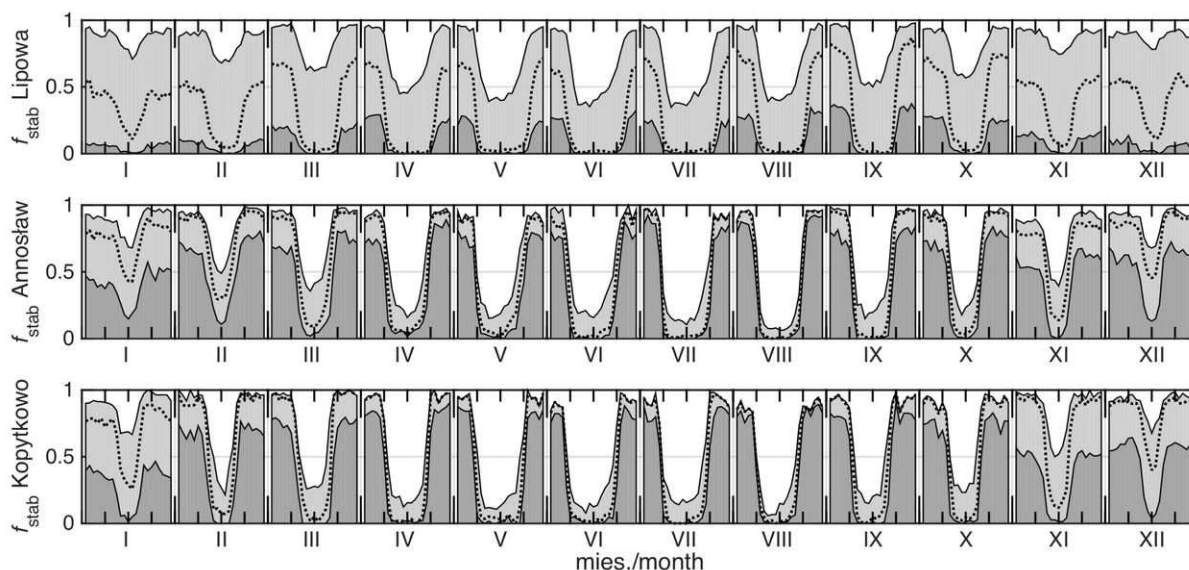


Rys. 6. Dobowy przebieg mediany długości Obuchowa L w kolejnych miesiącach na analizowanych stacjach

A daily course of median of the Obukhov length L in months at the analyzed sites

Długość Obuchowa pozwala na wyznaczenie przedziałów stabilności atmosfery (rys. 7). Przyjmując, podobnie jak Gryning i in. (2007), że wartościom $|L| > 200$ m odpowiada równowaga zbliżona do obojętnej (lekko chwiejna dla wartości ujemnych i lekko stała dla dodatnich), wartościom z zakresu $-200 \text{ m} < L < 0 \text{ m}$ – równowaga chwiejna, a wartościom $0 \text{ m} < L < 200 \text{ m}$ – równowaga stała, można zauważyć charakterystyczne cechy w przebiegach na badanych punktach pomiarowych. Obie stacje zamiejskie charakteryzują się niewielką częstością równowagi zbliżonej do obojętnej i gwałtownym przejściem z reżimu równowagi chwiejnej do stałej i odwrotnie. W godzinach nocnych na stacjach zamiejskich (zwłaszcza latem) sporadycznie pojawia się równowaga chwiejna,

podczas gdy w Łodzi, w godzinach nocnych, znacznej liczbie przypadków odpowiada równowaga chwiejna lub lekko chwiejna (przypadki powyżej linii przerywanej na rys. 7). Szczególne uprzywilejowanie terenów zurbanizowanych do występowania równowagi chwiejnej uwidacznia się w grudniu i w styczniu, kiedy stosunkowo ciepłe miasto generuje relatywnie dużą liczbę przypadków równowagi lekko chwiejnej, zwłaszcza w godzinach południowych, gdy dodatkowo pojawia się nagrzewanie radiacyjne. Z drugiej strony należy zwrócić uwagę na pojawianie się w Łodzi w godzinach nocnych równowagi stałej. Przeczy to dosyć rozpowszechnionemu pogładowi, że ze względu na miejską wyspę ciepła ten typ równowagi w mieście prawie nie występuje.



Rys. 7. Dobowy przebieg częstości występowania, f_{stab} , poszczególnych zakresów stabilności długości Obuchowa w kolejnych miesiącach na analizowanych stacjach

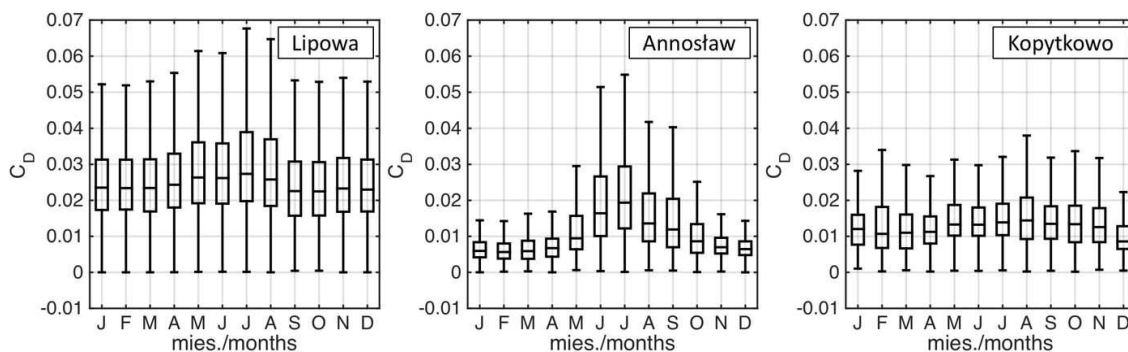
obszar biały oznacza równowagę chwiejną ($-200 \text{ m} < L < 0 \text{ m}$), jasnoszary – równowagę zbliżoną do obojętnej ($|L| > 200 \text{ m}$), ciemnoszary – równowagę stałą ($0 \text{ m} < L < 200 \text{ m}$); linia przerywana oznacza częstość $L > 0 \text{ m}$

Daily course of the frequency of occurrence, f_{stab} , the Obukhov length stability bands in months at analyzed sites

the white area marks frequency of unstable conditions ($-200 \text{ m} < L < 0 \text{ m}$), light grey – close to neutral conditions ($|L| > 200 \text{ m}$), and dark grey – stable conditions ($0 \text{ m} < L < 200 \text{ m}$); dotted line marks frequency of $L > 0 \text{ m}$

Zgodnie z równaniem (7) chwilowa wartość współczynnika oporu determinowana jest przez dwa podstawowe czynniki: względnie stałe cechy geometryczne podłoża wyrażone w postaci współczynnika szorstkości z_0 , oraz przez stan równowagi atmosfery określający wartość poprawki Ψ_m . Dlatego parametr ten cechuje zmienność roczna i dobowa. Na wszystkich analizowanych stacjach nieco wyższe wartości C_D występują latem (rys. 8), co jest wynikiem większej chwiejności atmosfery w tym sezonie. Wpływ stabilności atmosfery na wartość współczynnika oporu widoczny jest również w dobowym przebiegu C_D w miesiącach letnich (rys. 9). W przypadku analizowanych stacji zmienność roczna najwyraźniej zaznacza się na stacji w Annosławiu. Fakt ten jest przejawem sezonowych zmian cech geometrycznych podłoża będących konsekwencją prowadzonej gospodarki rolnej – w miesiącach zimowych podłoże stanowi w znacznej części gładki, odkryty grunt, natomiast latem różnorodne uprawy rolne zwiększają szorstkość. Na stacji biebzańskiej roczna zmienność roślinności nie wpływa tak istotnie na geometrię podłoża, gdyż zimą suche trzcinowiska i turzycowiska w pewnym stopniu zachowują letnie cechy geometryczne. Podobnie na stacji miejskiej jedynie

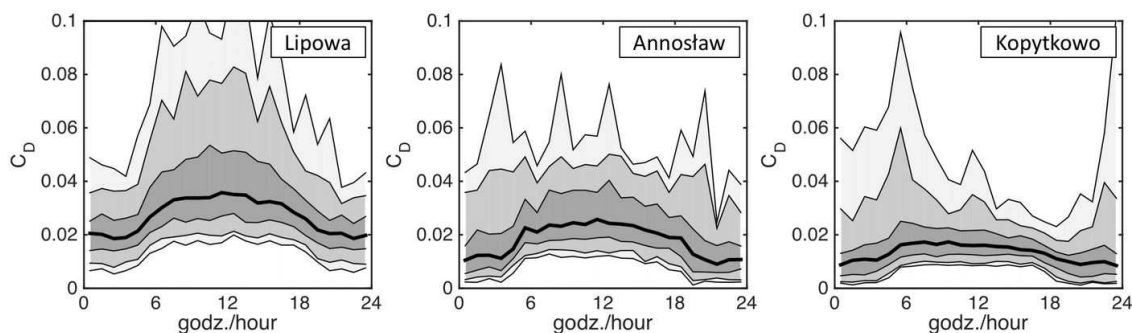
zmiany w ulistwieniu znajdujących się między budynkami drzew mogą w niewielkim stopniu wpływać na różnice cech geometrycznych podłoża latem i zimą. Tak jak w przypadku parametru stabilności, porównanie wartości C_D może być mylące ze względu na zależność tego parametru od wysokości, wynikające ze zmian z wysokością prędkości wiatru. W przypadku sprowadzenia C_D do standardowej wysokości 10 m otrzymane wartości należałoby dla równowagi obojętnej przemnożyć zgodnie z równaniem (7) przez współczynnik 3,0, 0,6 i 0,5 odpowiednio dla stacji przy ul. Lipowej, w Annosławiu i w Kopytkowie. Parametrem, którego wartość zmienia się niewiele w warstwie przyziemnej, a który dostarcza informacji o turbulencyjnej wymianie pędu jest prędkość tarciova, u_* . Roczna i dobową zmienność tego parametru przedstawiono na rys. 10 i 11. Wartości u_* na stacji miejskiej są prawie dwukrotnie wyższe niż na stacjach zamiejskich. Na wszystkich stacjach zaobserwowano niewielką zmienność roczną, natomiast w przebiegu dobowym okresu letniego widać wyraźne maksimum w godzinach dziennych, wynikające z wzmożonego poprzez rozwój ruchów konwekcyjnych transportu turbulencyjnego.



Rys. 8. Zintegrowany współczynnik oporu, C_D , w poszczególnych miesiącach na analizowanych stacjach pudełka podają wartości kwartyli i medianę; wąsy sięgają do wartości ekstremalnych niezaliczonych jako wartości odstające; wartości zdefiniowano jako odstające, gdy ich odległość od najbliższego kwartyla jest większa od 1,5 rozstępu kwartylowego

Bulk transfer coefficient, C_D , in months at analyzed sites

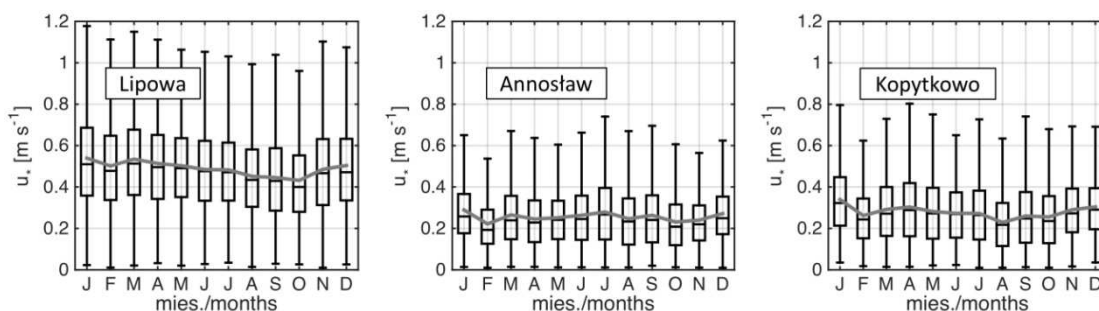
on each box, the central mark is the median, the edges of the box are the quartiles; the whiskers extend to the most extreme data points not considered outliers; points are considered as outliers when they differ more than 1.5 of inter-quartile range from the quartile



Rys. 9. Dobowy przebieg zintegrowanego współczynnika oporu, C_D , na analizowanych stacjach w okresie letnim (czerwiec–sierpień)

kolejne linie od dołu odpowiadają percentylom: 5, 10, 25, 50 (mediana – linia pogrubiona), 75, 90 i 90%

Daily course of the bulk transfer coefficient, C_D , in summer (June–August) at analyzed sites lines from the bottom to the top indicate 5th, 10th, 25th, 50th (median – bold line), 75th, 90th, and 95th percentiles

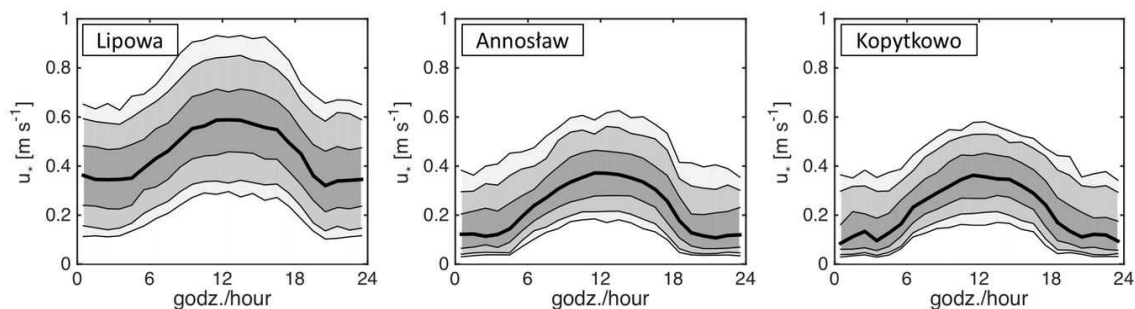


Rys. 10. Prędkość tarciowa, u_* , w poszczególnych miesiącach na analizowanych stacjach

pudełka podają wartości kwartyli i medianę; wąsy sięgają do wartości ekstremalnych niezaliczonych jako wartości odstające; wartości zdefiniowano jako odstające, gdy ich odległość od najbliższego kwartyla jest większa od 1,5 rozstępu kwartylowego; pogrubiona linia oznacza wartości średnie

Friction velocity, u_* , in months at analyzed sites

on each box, the central mark is the median, the edges of the box are the quartiles; the whiskers extend to the most extreme data points not considered outliers; points are considered as outliers when they differ more than 1.5 of inter-quartile range from the quartile; mean values are plotted by bold line



Rys. 11. Dobowy przebieg prędkości tarciowej, u_* , na analizowanych stacjach w okresie letnim (czerwiec–sierpień)

kolejne linie od dołu odpowiadają percentylom: 5, 10, 25, 50 (mediana – linia pogrubiona), 75, 90 i 90%

Daily course of friction velocity, u_* in summer (June–August) at analyzed sites

lines from the bottom to the top indicate 5th, 10th, 25th, 50th (median – bold line), 75th, 90th, and 95th percentiles

Podsumowanie

W pracy przedstawiono wybrane charakterystyki ruchu turbulencyjnego na trzech stacjach pomiarowych reprezentujących odmienne typy pokrycia podłoża. Wskazano ich charakterystyczne wartości oraz cechy zmienności rocznej i dobowej. Podsumowując, należy jeszcze raz podkreślić, że ze względu na różnice w wysokościach, na których wykonywano pomiary, przedstawione wartości mają raczej charakter poglądowy. Jednakże ze względu na brak tego typu analiz w literaturze krajowej, pozwalają one na choćby szacunkową ocenę zakresu zmienności badanych parametrów dla wybranych typów podłoża. Informacja taka może być użyteczna zarówno w celu wstępnej weryfikacji modeli numerycznych, wstępnych oszacowań turbulencyjnej wymiany Ziemia-atmosfera czy przy praktycznej ocenie obciążeń dynamicznych konstrukcji budowlanych.

Chociaż rozbieżne okresy obserwacji na poszczególnych stacjach oraz znaczne oddalenie stacji biebzańskiej powodują, że szczegółowe porównanie badanych stacji mogłoby być również obciążone błędem wynikającym ze zmienności międzyrocznej warunków pogodowych oraz różnic w regionach klimatycznych, to przedstawione rezultaty wskazują na pewne cechy zmienności charakterystyk ruchu turbulencyjnego, typowe dla analizowanych typów pokrycia terenu. Najbardziej widoczna jest odmienność terenów zurbanizowanych. Generalnie miasta charakteryzują się większą częstością chwiejnej równowagi atmosfery, będącą konsekwencją powierzchniowej miejskiej wyspy ciepła oraz bardziej intensywnej turbulencją o cha-

rakterze mechanicznym, wynikającą z podwyższonej szorstkości podłoża. Skutkuje to większymi wartościami turbulencyjnej energii kinetycznej oraz jej zwiększonym udziałem w całkowitej energii mechanicznej ruchu powietrza. Otrzymane rezultaty wskazują jednak również na pojawianie się w Łodzi w godzinach nocnych równowagi stałej, co przeczy dosyć rozpowszechnionemu poglądowi, iż na terenach zurbanizowanych ten typ równowagi prawie nie występuje.

Praca zrealizowana ze środków finansowych Narodowego Centrum Nauki przyznanych na realizację projektów: 2011/01/B/ST10/07550, 2011/01/B/ST10/07419, 2015/17/B/ST10/02187 oraz N N306 717740. Autorzy dziękują Dyrekcji Biebzańskiego Parku Narodowego za umożliwienie prowadzenia badań na terenie Parku.

Literatura

- Aubinet Marc, Achim Grelle, Andreas Ibrom, Üllar Rannik, John Moncrieff, Thomas Foken, Andy S. Kowalski, Philippe H. Martin, Paul Berbigier, Christian Bernhofer, Robert Clement, Jan A. Elbers, André Granier, Thomas Grünwald, Kai Morgenstern, Kim Pilegaard, Corinna Rebmann, Wim Snijders, Riccardo Valentini, Timo Vesala. 2000. „Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology”. *Advances in Ecological Research* 30: 113-175.
- Aubinet Marc, Timo Vesala, Dario Papale. 2012. *Eddy Covariance. A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Dordrecht-Heidelberg-London-New York: Springer.
- Burba George. 2013. *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulator-*

- ry Applications: A Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates. Lincoln, Nebraska: LI-COR Biosciences.
- Dutaur Laure, Stanislaw Cieslik, Arnaud Carrara, Alain Lopez. 1999. „The detection of nonstationarity in the determination of deposition fluxes”. *Transactions on Ecology and the Environment* 28: 171-176.
- Foken Thomas, Bodo Wichura. 1996. „Tools for quality assessment of surface-based flux measurements”. *Agricultural and Forest Meteorology* 78 (1-2): 83-105.
- Fortuniak Krzysztof, Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig. 2006. „Urban-rural contrasts of meteorological parameters in Łódź”. *Theoretical and Applied Climatology* 84 (1): 91-101.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak. 2015. „Selected spectral characteristics of turbulence over an urbanized area in the centre of Łódź, Poland”. *Boundary-Layer Meteorology* 154 (1): 137-156.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki. 2013. „Integral turbulence statistics over a central European city centre”. *Boundary-Layer Meteorology* 146 (2): 257-276.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak, Leszek Bednorz, Mateusz Grygoruk, Jacek Forysiak, Maciej Ziulkiewicz, Anna Fortuniak, Daniel Okupny. 2016. Stanowisko pomiarów turbulencyjnych strumieni gazów cieplarnianych w Kopytkowie (Biebrzański Park Narodowy). W: Krzysztof Fortuniak (red.) *Wybrane problemy pomiarów wymiany gazowej pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą na terenach bagiennych. Doświadczenia trzyletnich pomiarów w Biebrzańskim Parku Narodowym*, 19-31. Łódź: Katedra Meteorologii i Klimatologii WNG UŁ.
- Garratt John R. 1994. The atmospheric boundary layer. New York: Cambridge Univ. Press.
- Grimmond Christine Susan B., Timothy R. Oke. 1999. „Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form”. *Journal of Applied Meteorology* 38: 1262-1292.
- Gryning Sven-Erik, Ekaterina Batchvarova, Burghard Brümmner, Hans Jørgensen, Søren Larsen. 2007. „On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface layer”. *Boundary-Layer Meteorology* 124 (2): 251-268.
- Kaimal J. Chandran, John J. Finnigan. 1994. Atmospheric boundary flows: their structure and measurement. New York, Oxford: Oxford University Press.
- Lee Xuhui, William Massman, Beverly Law (red.). 2005. Handbook of Micrometeorology – A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Mahrt Larry. 1998. „Flux Sampling Errors for Aircraft and Towers”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15 (2): 416-429.
- Nemitz Eiko, Kenneth J. Hargreaves, Alan G. McDonald, James R. Dorsey, David Fowler. 2002. „Micrometeorological measurements of the urban heat budget and CO₂ emissions on a city scale”. *Environmental Science and Technology* 36 (14): 3139-3146.
- Offerle Brian, Christine Susan B. Grimmond, Krzysztof Fortuniak. 2005. „Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central European city centre”. *International Journal of Climatology* 25 (10): 1405-1419.
- Offerle Brian, Christine Susan B. Grimmond, Krzysztof Fortuniak, Kazimierz Kłysik, Timothy R. Oke. 2006a. „Temporal variations in heat fluxes over a central European city centre”. *Theoretical and Applied Climatology* 84 (1): 103-115.
- Offerle Brian, Christine Susan B. Grimmond, Krzysztof Fortuniak, Włodzimierz Pawlak. 2006b. „Intra-urban differences of surface energy fluxes in a central European city”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 45: 125-136.
- Pawlak Włodzimierz, Krzysztof Fortuniak, Mariusz Siedlecki. 2011. „Carbon dioxide flux in the centre of Łódź, Poland – analysis of a 2-year eddy covariance measurement data set”. *International Journal of Climatology* 31 (2): 232-243.
- Siedlecki Mariusz, Włodzimierz Pawlak, Krzysztof Fortuniak, Mariusz Zieliński. 2015. „Wstępne wyniki oceny zmienności parowania terenu nad polem uprawnym z wykorzystaniem metody kowariancyjnej, metody Penman-Monteitha i pomiarów ewaporometrycznych”. *Przegląd Geofizyczny* LX (3-4): 187-204.
- Sorbjan Zbigniew. 1989. Structure of the atmospheric boundary layer. Englewood Cliffs: Prentice Hall.
- Stull Roland B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Webb Eric K., Graeme I. Pearman, Ray Leuning. 1980. „Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer”. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society* 106 (447): 85-100.

Summary

Turbulent transport is one of the most important mechanisms of energy gaining and losing for the Earth's atmosphere. In spite of the importance of these processes for the understanding of local and global climate, the information on the typical values of the parameters

characterizing turbulent transport in the surface layer of the atmosphere is still limited. Particularly, in Polish literature there is a lack of publications on annual and daily courses of parameters such as turbulent kinetic energy per unit mass (TKE/m), the stability parameter ($\zeta = z/L$, where z – measurements height, L – Obukhov length) or bulk transfer coefficient ($C_D = (u_* / \bar{u})^2$, where u_* – friction velocity, \bar{u} – mean wind speed).

The main goal of the present work is to characterize these parameters for three types of surfaces: urban, agricultural and natural (Fig. 1). The analysis is performed on the basis of multi-annual eddy-covariance measurements.

The urban conditions are represented by a measurement station in the city of Łódź in Lipowa 81 str. (51°45'45"N, 19°26'43"E). The site is located in a compact building development. The measurement height, 37 m, is more than twice the mean roof level which allows to assume that the measurements are carried out in the inertial sub-layer (see Pawlak *et al.* 2011; Fortuniak *et al.* 2013; Fortuniak, Pawlak 2015 for more details). In the present study the data from the period July 2006 – September 2015 is analyzed. The agricultural station is located about 50 km east of Łódź (51°45'01"N, 20°25'03"E) close to the Annosław village, in the typical Polish farmlands. The sensors are mounted at a tripod at the height of 3 m. The data covers the period from November 2011 to December 2015. The third station is located in the natural wetlands of the Biebrza National Park, close to the village of Kopytkowo (53°35'31"N, 22°53'32"E). The measurement system is mounted at a height of 3.7 m. The surrounding vegetation is dominated by the mixture of reeds, sedges and rushes typical for the Biebrza wetlands. The data used covers the period between June 2013 and December 2015. The wind velocity, temperature, and humidity were recorded at all stations using sonic anemometers (RMYoung 81000) and gas analyzers (Li7500) with 10 Hz frequency.

The turbulent kinetic energy reaches the highest values in spring or in summer and the

lowest in autumn (Fig. 2). The annual course is similar for Lipowa and Kopytkowo and differs from Annosław where agricultural activity modifies geometrical properties of the surface (mainly roughness). The values of TKE/m are clearly higher at the urban station. Diurnal patterns of TKE/m are dominated by the maximum in early afternoon (Fig. 3), which can be attributed to the development of convection, especially in summer. The ratio of turbulent kinetic energy to the kinetic energy of the mean wind is higher for the urban site (Fig. 4) and depends significantly on the wind direction. The results for Lipowa show the influence of a nearby church tower on the increase of TKE for wind directions around 248°. Similarly, the two regimes of this parameter for Kopytkowo are related to the asymmetry in the vegetation height in two sectors. The stability parameter ζ at all the stations is negative during the day (unstable conditions) and positive at night (stable conditions). However, for the urban site it takes clearly lower values (Fig. 5). The absolute values of the Obukhov length are clearly higher at the urban station, which can be attributed to increased turbulent mixing (Fig. 6). The frequency of occurrence of stability classes shows an increased number of unstable situations in urban areas (Fig. 7), which can be a consequence of the urban heat island. The bulk transfer coefficient is higher for urban areas, which is a result of increased surface roughness (Fig. 8). The diurnal course of C_D (Fig. 9) shows influence of stability on the momentum transfer. This influence also affects annual variability and results in slightly higher values of C_D in summer at the Lipowa and Kopytkowo sites. The annual variability of C_D is marked more distinctly in Annosław, which is a result of changes in the surface geometry related to agricultural activity (growth and harvesting of plants). The friction velocity is clearly higher at the urban site. Its annual variability is weakly pronounced (Fig. 10) but in the summer it exhibits a clear diurnal variability (Fig. 11) with maximum at noon hours.

SKŁAD IZOTOPOWY DWUTLENKU WĘGLA W ATMOSFERZE KRAKOWA

Isotopic composition of carbon dioxide in the atmosphere of Krakow

ALINA JASEK*, MIROSLAW ZIMNOCH*, KAZIMIERZ RÓŻAŃSKI*

Zarys treści. Izotopy trwałe stanowią doskonałe narzędzie do analizy źródeł pochodzenia gazów cieplarnianych. Znając specyficzne sygnatury izotopowe poszczególnych źródeł dwutlenku węgla można określić pochodzenie CO₂ nagromadzonego w miejskiej atmosferze. Kwasi-ciągłe pomiary stężenia i składu izotopowego węgla w atmosferycznym CO₂ prowadzone w 2013 roku w Krakowie pozwoliły na dokonanie analizy ich zmienności sezonowej oraz synoptycznej. Źródłem obserwowanych zimą zwiększonych stężeń CO₂ w atmosferze Krakowa było spalanie, w głównej mierze gazu ziemnego w celach grzewczych. Latem zaobserwowano wpływ suszy na stężenie CO₂ w miejskiej atmosferze – z powodu obumierania lokalnej biosfery zmalała jej wydajność fotosyntetyczna, prowadząc do wyższych niż normalnie stężeń tego gazu w miesiącach letnich. Przeprowadzono również dyskusję przyczyn krótkoterminowych wzrostów stężenia dwutlenku węgla, wykorzystując pomiary jego składu izotopowego oraz analizy trajektorii wstecznych mas powietrza. Zaprezentowane dwa przypadki ilustrują sytuacje, w których za chwilowy wzrost stężenia CO₂ odpowiadają źródła przemysłowe oraz komunikacyjne.

Słowa kluczowe: izotopy trwałe, dwutlenek węgla, izotopowy bilans masy

Abstract. Stable isotopes constitute a powerful tool to study the sources of greenhouse gases, especially CO₂. Carbon dioxide derived from the burning of fossil fuels has a distinct ¹³C isotopic composition depending on the type of fuel. Therefore, one can attribute contributions of different emission sources to the total CO₂ load in the urban atmosphere. Quasi-continuous measurements of the mixing ratio of atmospheric CO₂ and its ¹³C signature were performed in Krakow in 2013 to analyze its seasonal and synoptic variability. High CO₂ mixing ratios were observed in winter due to intensified burning of fossil fuels for heating purposes (mostly methane). During the summer of 2013, a slight increase in atmospheric CO₂ was observed following a drought event and a subsequent suppression of the photosynthetic activity of the local biosphere. A high temporal resolution of the measurements allowed to analyze short-term increases of the measured CO₂ mixing ratios. Two such events are presented and discussed. Isotopic mass balance combined with air backward trajectory analysis allowed to attribute local traffic and industry as potential sources of these events.

Key words: stable isotopes, carbon dioxide, isotope mass balance

Wprowadzenie

Badania gazów cieplarnianych, w tym dwutlenku węgla, na terenach miejskich wykonywane są obecnie w wielu dużych miastach takich jak Baltimore (George i in. 2007), Essen (Henninger, Kuttler 2010), Helsinki (Järvi i in. 2012), Londyn (Font i in. 2013), Łódź (Pawlak i in. 2011), Phoenix (Idso i in. 2002), Rzym (Gratani, Varone 2005), Salt Lake City (Pataki i in. 2007) czy Wrocław (Górka, Lewicka-Szczebak 2013). Metody izotopowe wykorzystywane jednocześnie z pomiarami stężenia dostarczają dodatkowej informacji na temat pochodzenia obserwowanego dwutlenku węgla. Wykorzystując izotopowy bilans masy można dokonać podziału źró-

deł i zamknąć bilans węglowy miasta, wyznaczając ilościowo udział lokalnej biosfery i źródeł antropogenicznych w obserwowanym stężeniu CO₂ (Pataki i in. 2007; Zimnoch i in. 2012). Badając przestrzenną i czasową zmienność stężenia i składu izotopowego dwutlenku węgla w miastach można również zlokalizować emiter CO₂ (Górka, Lewicka-Szczebak 2013). Z rosnącą dostępnością precyzyjnych i szybkich instrumentów analitycznych coraz więcej badaczy sięga po tego typu narzędzia w poszerzaniu wiedzy na temat dynamiki obiegu węgla.

Zdecydowana większość izotopów naturalnych jest stabilna. Naturalne izotopy pierwiastków lekkich znalazły szerokie zastosowanie jako znaczniki w badaniach procesów środowiskowych. Przykładowo, analiza trwałych izotopów

* Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie, Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: alina.jasek@fis.agh.edu.pl

węgla pozwoliła lepiej poznać procesy towarzyszące asymilacji CO₂ podczas procesu fotosyntezy (Farquhar 1989), a skład izotopowy tlenu posłużył do prześledzenia genezy tego gazu powstającego w jej wyniku (Guy i in. 1993). Charakterystyczna sygnatura izotopowa węgla w paliwach kopalnych pozwala na badanie antropogenicznego wkładu w rosnące stężenie CO₂ w atmosferze (Revelle, Suess 1957; Kuc i in. 2003; Keeling i in. 2011; Zimnoch i in. 2012).

Izotopy pierwiastków rozróżniane są poprzez ich masy atomowe. W zależności od miejsca i formy występowania danego pierwiastka w naturze spotyka się różne stężenia jego izotopów. Dla przykładu węgiel występujący w atmosferze pod postacią dwutlenku ma inny skład izotopowy niż ten uwięziony w postaci paliw kopalnych lub rozpuszczony w oceanie (Coplen i in. 2006). Ze względu na różnice składów izotopowych węgla w paliwach kopalnych i atmosferze, CO₂ powstały w wyniku ich spalania różni się składem izotopowym od atmosferycznego dwutlenku węgla. Stąd sygnatura izotopowa mieszaniny atmosferycznego i wyemitowanego ze spalania paliw CO₂ jest obecnie inna niż w okresie przedindustrialnym. Wraz ze wzrostem emisji paliw kopalnych tzw. efekt Suessa (Revelle, Suess 1957; Keeling i in. 2011) staje się coraz bardziej widoczny. Wpływ dwutlenku węgla emitowanego w wyniku spalania paliw kopalnych jest szczególnie widoczny na terenach miejskich. Przy niewielkiej zajmowanej powierzchni (ok. 2% powierzchni lądów), obszary zurbanizowane są odpowiedzialne za ok. 70% globalnych emisji dwutlenku węgla pochodzącego ze spalania paliw kopalnych (Canadell i in. 2009). W związku z tym stężenie CO₂ w miastach może być nawet o kilkadziesiąt ppm wyższe niż na terenach pozamiejskich (np. George i in. 2007; Pataki i in. 2007).

Wśród metod uzupełniających i wzbogacających informację o dynamice obiegu węgla w miastach należy wymienić pomiary strumienia powierzchniowego CO₂ do atmosfery (np. Järvi i in. 2012; Pawlak i in. 2011), wyznaczanie pionowych profili stężenia dwutlenku węgla w atmosferze (np. Font i in. 2013), badania zmienności stężenia CO₂ w zależności od odległości od centrum miasta (George i in. 2007; Pataki i in. 2007; Henninger, Kuttler 2010) oraz badania transportu gazów i zanieczyszczeń w miejskich kanionach (Rotach i in. 2005).

Zarówno antropogeniczna, jak i biogeniczna składowa atmosferycznego dwutlenku węgla na terenie zurbanizowanym, podlega wahaniom sezonowym. Aktywność respiracyjna i wydajność

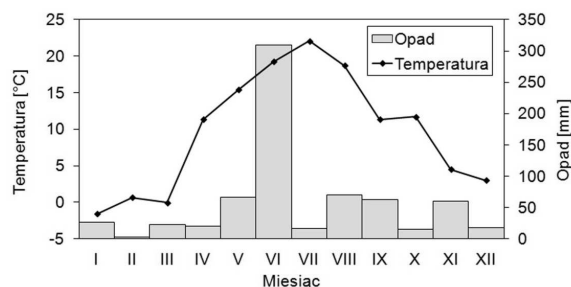
fotosyntezy lokalnej biosfery wykazuje dużą zależność od pory roku. Zimą większość roślinności pozostaje w stanie uśpienia, a ze względu na niską temperaturę ulega zahamowaniu także aktywność bakterii glebowych, produkujących CO₂ w wyniku rozkładu materii organicznej. Natomiast zwiększone zapotrzebowanie mieszkańców na energię ciepłą w tej porze roku skutkuje zwiększonym spalaniem paliw kopalnych i wynikającymi stąd zwiększonymi emisjami CO₂ do atmosfery. Badając stężenie i skład izotopowy dwutlenku węgla w atmosferze miejskiej można określić jego źródło, ponieważ każdy emiter – zarówno biosfera, jak i źródła antropogeniczne – posiada specyficzne sygnatury izotopowe pierwiastków wchodzących w skład CO₂. Analiza zmienności czasowej obu tych parametrów pozwala na wysunięcie wniosków dotyczących pochodzenia nadmiarowego dwutlenku węgla zakumulowanego w miejskiej atmosferze.

Obszar badań

Kraków (powierzchnia 327 km², 759 tysięcy mieszkańców) jest drugim co do wielkości miastem w Polsce. Położenie w dolinie Wisły, która w rejonie Krakowa płynie równoleżnikowo, determinuje główny kierunek przepływu mas powietrza, jednocześnie ograniczając przewietrzanie miasta. Rzeźba terenu sprzyja występowaniu zjawiska inwersji temperaturowej, szczególnie w okresie zimowym. Prowadzi ono do akumulacji emitowanych na terenie miasta zanieczyszczeń i gazów cieplarnianych w warstwie granicznej atmosfery. W analizowanym 2013 roku średnia roczna temperatura powietrza w Krakowie wyniosła 9,68°C, a roczna suma opadów – 691 mm (dane ze stacji meteorologicznej Zespołu Fizyki Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej). Zmienność sezonowa wymienionych charakterystyk klimatu została przedstawiona na rys. 1.

Stanowisko do pomiarów stężenia i składu izotopowego CO₂ zlokalizowane zostało na terenie kampusu Akademii Górniczo-Hutniczej, położonego około 2 km na zachód od centrum miasta. Na dachu budynku Wydziału Fizyki i Informatyki Stosowanej zainstalowano dwudziestometrowy maszt kratownicowy, osiągając wysokość punktu poboru prób powietrza 39,7 m nad poziomem gruntu. W promieniu jednego kilometra od stanowiska znajdują się tereny zielone (park miejski im. H. Jordana oraz Błonia Krakowskie, zlokalizowane w kierunku południowym i południowo-wschodnim), ruchliwe ulice (szczególnie

w kierunku północnym) oraz zabudowania kampusu uczelnianego i budynki mieszkalne.



Rys. 1. Średnie miesięczne wartości temperatury i miesięczna suma opadów w 2013 roku w Krakowie (dane stacji meteorologicznej Zespołu Fizyki Środowiska AGH)

Monthly mean air temperature and precipitation recorded in 2013 in Krakow (data: meteorological station, Environmental Physics Group, AGH-UST)

Metody badań

Przedstawiony w niniejszej publikacji zapis stężenia i składu izotopowego węgla w atmosferycznym dwutlenku węgla obejmuje pełny rok pomiarów ciągłych, począwszy od stycznia 2013 roku. Pomiar wykonywano za pomocą spektrometru laserowego Picarro G2101i (Picarro Inc., Santa Clara, California, USA), wykorzystującego technikę spektroskopii strat we wnęce – CRDS (*Cavity Ring-Down Spectroscopy*). W odróżnieniu od powszechnie stosowanej spektrometrii masowej, technika CRDS pozwala na natychmiastowy pomiar stężenia i składu izotopowego CO₂ bezpośrednio w próbce powietrza. Wykorzystanie własności absorpcyjnych molekuł sprawia, że nie wymaga ona czasochłonnej preparatyki, a sam pomiar przeprowadzany jest w sposób natychmiastowy.

Z reguły abundancja cięższych izotopów pierwiastków jest dużo mniejsza od abundancji izotopów lżejszych. Przykładowo na tysiąc molekuł CO₂ z atomami izotopu węgla ¹²C przypada około jedenastu molekuł CO₂ z atomami izotopu ¹³C. Pomiar bezwzględnej wartości stężenia izotopowego jest trudny i obciążony znaczną niepewnością. W związku z tym wykonuje się pomiary stosunku izotopu cięższego do izotopu lżejszego (np. stosunek izotopowy ¹³R = ¹³C/¹²C). Powszechnie stosuje się pomiar względny, odnosząc mierzony stosunek izotopowy do takiego samego stosunku w ogólnie przyjętym standar-

dzie. Wyniki pomiarów podawane są jako względne odchylenie (wielkość delta) wyrażone w promilach:

$$\delta = \frac{R_{\text{próbki}} - R_{\text{standardu}}}{R_{\text{standardu}}} [\times 1000\text{‰}], \quad (1)$$

gdzie:

δ – sygnatura izotopowa (skład izotopowy) próbki,

R – stosunek izotopowy badanego pierwiastka w próbce lub standardzie.

Powszechnie przyjętymi standardami dla węgla są NBS-19 (węglan wapnia) oraz LSVEC (węglan litu). Są one oparciem dla skali izotopowej Vienna-PDB (Coplen 1994). Zgodnie z definicją wielkości delta, jej dodatnia wartość oznacza, że materiał mierzonej próbki jest cięższy izotopowo od standardu, natomiast ujemna – lżejszy. Przykładowe wartości składu izotopowego węgla w dwutlenku węgla w skali V-PDB wynoszą: atmosferyczny CO₂ ok. -8‰, biogeniczny CO₂ (roślinność typu C₃) ok. -26‰ (np. Yakir 2004), antropogeniczny CO₂ od -24‰ do -53‰, w zależności od źródła (Zimnoch 2009).

Mieszanie dwutlenku węgla emitowanego z danego źródła (np. ze spalania paliwa w silnikach samochodowych) z atmosferycznym CO₂ prowadzi do stopniowej zmiany składu izotopowego mieszaniny. Można obserwować dynamikę procesu mieszania analizując np. dobową zmienność stężenia i składu izotopowego atmosferycznego dwutlenku węgla (rys. 2). Zwiększeniu stężenia CO₂ towarzyszy obniżenie jego sygnatury izotopowej. Takie dwuskładnikowe mieszanie można opisać analitycznie za pomocą równań bilansu masy (Keeling 1958):

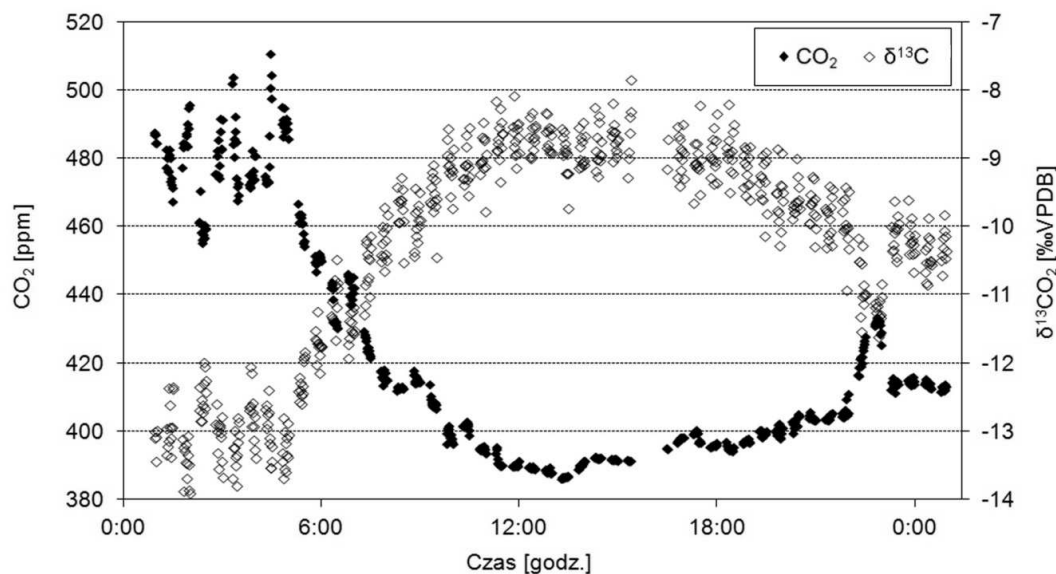
$$C_{\text{mix}} = C_{\text{atm}} + C_{\text{src}}, \quad (2a)$$

$$\delta^{13}C_{\text{mix}} \cdot C_{\text{mix}} = \delta^{13}C_{\text{atm}} \cdot C_{\text{atm}} + \delta^{13}C_{\text{src}} \cdot C_{\text{src}}, \quad (2b)$$

gdzie:

C_{atm} , C_{src} oraz C_{mix} [ppm] – odpowiednio: stężenie CO₂ w niezaburzonym powietrzu atmosferycznym, przyczynek do stężenia CO₂ pochodzący z emisji oraz stężenie sumaryczne CO₂ w mierzonej próbce powietrza,

$\delta^{13}C_{\text{atm}}$, $\delta^{13}C_{\text{src}}$ oraz $\delta^{13}C_{\text{mix}}$ [‰] – odpowiednie wartości sygnatur izotopowych $\delta^{13}C$ dla tych trzech stężeń.



Rys. 2. Przykładowy przebieg dobowej zmienności stężenia i składu izotopowego $\delta^{13}\text{C}$ atmosferycznego dwutlenku węgla w Krakowie, obserwowany 21 czerwca 2013 roku

Diurnal variability of CO_2 concentration and its carbon isotopic signature $\delta^{13}\text{C}$ recorded on June 21, 2013

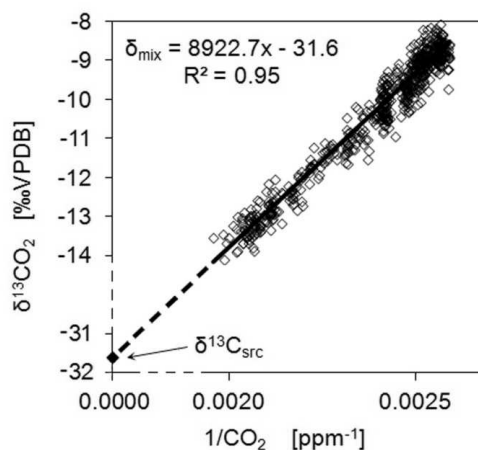
Rozwiązując układ równań (2) można wyrowadzić zależność na skład izotopowy $\delta^{13}\text{C}$ mieszaniny:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{mix}} = \left(\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{src}} \right) \frac{C_{\text{atm}}}{C_{\text{mix}}} + \delta^{13}\text{C}_{\text{src}} \quad (3)$$

Jak wynika z zależności (3), w procesie mieszania dwuskładnikowego skład izotopowy mieszaniny $\delta^{13}\text{C}_{\text{mix}}$ zależy liniowo od odwrotności mierzonego stężenia C_{mix} . Ekstrapolacja funkcji liniowej δ_{mix} od $(1/C_{\text{mix}})$ do hipotetycznej, nieskończonej wartości stężenia źródłowego ($1/C_{\text{mix}} = 0$), wyznacza skład izotopowy (δ_{src}) źródłowego CO_2 emitowanego do atmosfery. Wizualizacja zależności $\delta_{\text{mix}} = f(1/C_{\text{mix}})$ nosi nazwę 'wykresu Keelinga' (Keeling 1958), przedstawionego na rys. 3. Niepewność wartości δ_{src} stanowi niepewność wyznaczenia wyrazu wolnego w regresji liniowej zależności $\delta^{13}\text{C}$ od odwrotności stężenia. Należy w tym miejscu zwrócić uwagę na pewną nieścisłość w nomenklaturze, w szczególności polskojęzycznej: określenie 'wykres Keelinga' często odnoszone jest do krzywej wzrostu stężenia atmosferycznego CO_2 na stacji Mauna Loa na Hawajach, po raz pierwszy opublikowanej również przez Keelinga (Keeling 1958).

W analizowanym 2013 roku dla każdego dnia obliczono średnie dobowe stężenie CO_2 oraz średnią dobową sygnaturę źródła ($\delta^{13}\text{C}_{\text{src}}$). Ze względu na rosnącą niepewność $\delta^{13}\text{C}_{\text{src}}$

z malejącą różnicą stężeń CO_2 branych pod uwagę w wykresie Keelinga, w analizie uwzględniono tylko te doby, dla których odchylenie standardowe średniej dobowej stężenia CO_2 wynosiło więcej niż 10 ppm.



Rys. 3. Zależność pomiędzy składem izotopowym ($\delta^{13}\text{C}$) i odwrotnością stężenia CO_2 w powietrzu atmosferycznym w Krakowie dla danych z 21 czerwca 2013 roku, zaprezentowanych na rys. 2

zaznaczono również prostą regresji liniowej oraz wyznaczony skład izotopowy CO_2 emitowanego przez lokalne źródło, równy $-31,6\text{‰}$

Relationship between the isotopic signature $\delta^{13}\text{C}$ and the inverse concentration of atmospheric CO_2 in Krakow on June 21, 2013 (see Fig 2)

linear regression fit is presented. $\delta^{13}\text{C}$ signature of the local mean CO_2 source is $-31,6\text{‰}$

Do kalibracji analizatora Picarro wykorzystano trzy pierwotne standardy kalibracyjne: dwa dla stężenia CO₂, pochodzące z głównego laboratorium kalibracyjnego w NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) oraz jeden izotopowy o nazwie JRAC (*Jena Reference Air Cylinder*). W Zespole Fizyki Środowiska AGH opracowano także szereg standardów wtórnych, które wykorzystywano do codziennej kalibracji analizatora. Częsta kalibracja analizatora umożliwiła uniknięcie błędów systematycznych w stężeniu i składzie izotopowym CO₂. Powtarzalność analiz (jedno odchylenie standardowe) wynosiła 0,1 ppm dla stężenia CO₂ oraz 0,2‰ dla δ¹³C.

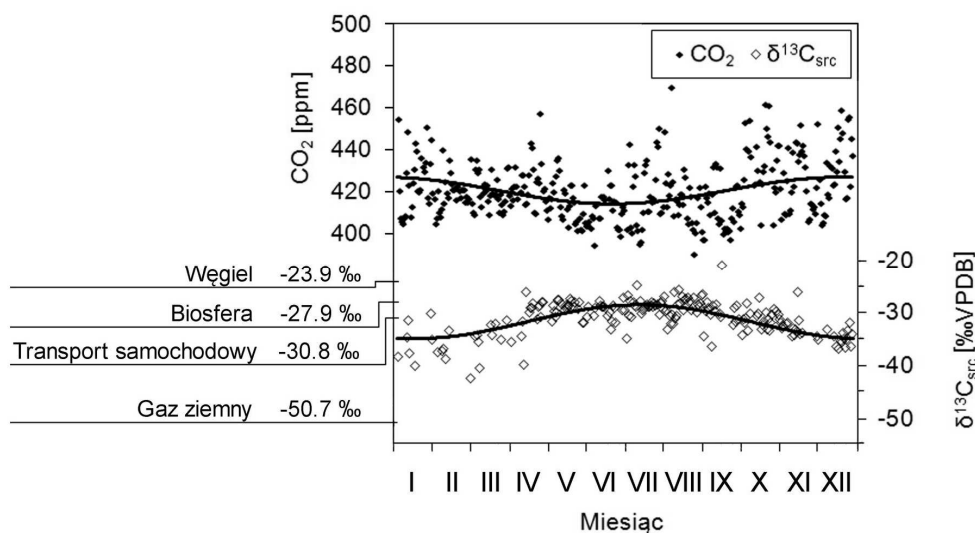
Wyniki badań

Sezonowa zmienność stężenia i sygnatury δ¹³C średniego źródła CO₂ w Krakowie

Sezonową zmienność średnich dobowych stężenia atmosferycznego CO₂ i jego sygnatury δ¹³C_{mix} przedstawiono na rys. 4. Średnie dobowe stężenie CO₂ wahało się znacząco pomiędzy kolejnymi dniami, z różnicą dochodzącą nawet do kilkudziesięciu ppm. Jednak zauważalna jest ogólna reguła: w miesiącach zimowych średnie dobowe

stężenie CO₂ było znacząco wyższe niż w miesiącach letnich. Należy podkreślić, że każdy punkt przedstawiony na rys. 4 reprezentuje wartość średnią z pełnej doby. W tym okresie ze względu na dobowe cykle pogodowe (nocne inwersje temperatury), dobowe cykle aktywności biosfery, jak również wahania dobowe natężenia antropogenicznych emisji CO₂, niejednokrotnie następowały dramatyczne zmiany stężenia. W kilkunastu przypadkach amplituda dobowa zmian stężenia CO₂ przekraczała 100 ppm. Duża amplituda dobowej zmienności stężenia wiąże się jednak z wyraźnie widocznymi zmianami składu izotopowego, a co za tym idzie – dużą precyzją obliczanej za pomocą bilansu masy sygnatury izotopowej średniego źródła CO₂ (równania 2 i 3).

Średnie miesięczne stężenia CO₂ i sygnatury izotopowej jego średniego źródła przedstawiono na rys. 5. Wyraźnie zaznacza się zmienność sezonowa stężenia dwutlenku węgla: latem (czerwiec–sierpień) jest ono najniższe, z wartością średnią dla tego sezonu równą 415,8 ± 1,7 ppm. Zieleń miejska w sezonie wegetacyjnym asymiluje emitowany CO₂ z dużą wydajnością. Krakowska biosfera pobiera w przybliżeniu dwa razy więcej dwutlenku węgla z atmosfery niż go do niej wydziela (badania własne, nieopublikowane), co pozostaje w zgodności z ogólnym

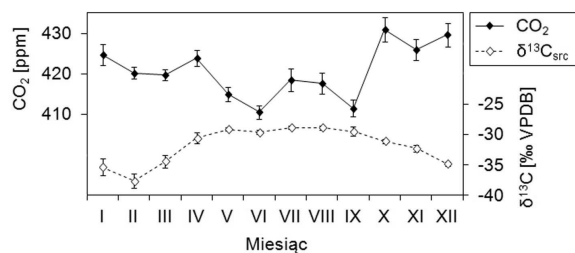


Rys. 4. Średnie dobowe stężenia atmosferycznego dwutlenku węgla w Krakowie oraz średnie dobowe sygnatury δ¹³C średniego źródła CO₂ w 2013 roku (wartości dla odchylenia standardowego stężenia powyżej 10 ppm)

przedstawiono dane wraz z dopasowaniem sumy harmonicznej typu $y = a_0 + a_1 \cos(\omega x) + b_1 \sin(\omega x)$ o okresie jednego roku; zaznaczono również wartości δ¹³C_{src} dwutlenku węgla emitowanego z poszczególnych typów źródeł w Krakowie (por. tab. 1)

Mean diurnal concentration of atmospheric CO₂ in Krakow and δ¹³C signatures of the mean diurnal CO₂ source in 2013 (for diurnal CO₂ concentration standard deviation greater than 10 ppm)

data is presented along with a Fourier harmonic fit of $y = a_0 + a_1 \cos(\omega x) + b_1 \sin(\omega x)$ with the period of one year. δ¹³C signatures for specific sources in Krakow are also marked (see Tab. 1)



Rys. 5. Zmienność sezonowa średniego dobowego stężenia CO₂ oraz średniej dobowej sygnatury δ¹³C_{src} źródła CO₂ w Krakowie

punkty oznaczają wartość średnią dla poszczególnych miesięcy, słupki błędów – jej odchylenie standardowe

Seasonal variability of the mean diurnal CO₂ concentration and the mean diurnal δ¹³C_{src} signature of the CO₂ source in Krakow

points denote mean values, error bars – standard deviation of the mean

poglądem (Stocker i in. 2013). Sezon zimowy wiąże się ze wzmożonym spalaniem paliw kopalnych w celach grzewczych i stowarzyszoną z nim emisją dodatkowego dwutlenku węgla oraz brakiem pochłaniania CO₂ przez biosferę. W efekcie obserwowany jest zauważalny wzrost jego stężenia: średnia dobowa z miesięcy zimowych (grudzień–luty) wyniosła w 2013 roku $425,0 \pm 1,4$ ppm.

Wśród paliw kopalnych wykorzystywanych w Krakowie najbardziej ujemną wartość δ¹³C posiada metan: gaz ziemny sprowadzany z Rosji, mający sygnaturę izotopową δ¹³C ok. -51‰ (tab. 1). Przesunięcie wartości dobowej średniej sygnatury izotopowej lokalnego źródła w stronę bardziej ujemnych wartości wskazuje na zwiększony udział tego właśnie paliwa w emisji dwutlenku węgla w sezonie zimowym.

Tabela 1

Zestawienie sygnatur izotopowych węgla w dwutlenku węgla pochodzącym z różnych źródeł

Carbon isotopic signatures of CO₂ from different sources

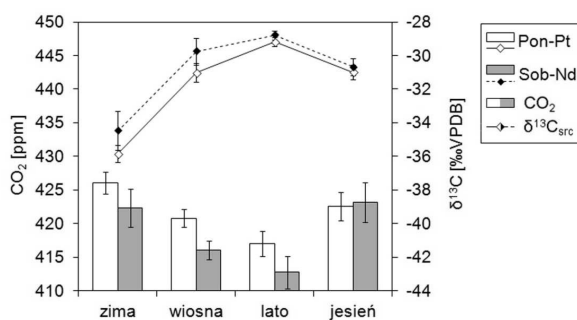
Rodzaj źródła	δ ¹³ CO ₂ [‰VPDB]	Referencja
Antropogeniczne w Krakowie:		
wysoka emisja (węgiel)	-23,80 ± 0,03	Zimnoch 2009
niska emisja (węgiel)	-24,01 ± 0,07	
niska emisja (gaz ziemny)	-50,72 ± 0,28	
transport samochodowy	-30,81 ± 0,47	
Biosfera w Krakowie (emisje z gleb)	-27,94 ± 0,18	Jasek i in. 2014
δ ¹³ CO ₂ średniego źródła w Krakowie	-31,86 ± 0,21	Stała a ₀ (por. rys. 4)

W lipcu i sierpniu 2013 roku zaobserwowano statystycznie znaczący wzrost stężenia CO₂. Był on najprawdopodobniej skutkiem zmniejszenia aktywności fotosyntetycznej biosfery Krakowa w związku z panującą przez niemal sześć tygodni suszą, która doprowadziła do obumarcia części roślinności (por. rys. 1). Sierpniowe opady pozwoliły na stopniową odbudowę biosfery, dzięki czemu we wrześniu średnia wartość dobowego stężenia CO₂ zmalała do wartości sprzed suszy. Faktem potwierdzającym taką hipotezę jest skład izotopowy średniego źródła CO₂ – w okresie letnim pozostaje na poziomie $-29,1 \pm 0,3$ ‰, nie ulegając znaczącym statystycznie fluktuacjom w kolejnych miesiącach. Ponieważ nie zaobserwowano zmiany rodzaju źródła CO₂, wzrost stężenia można powiązać

z mniej skutecznie asymilującą go z atmosfery roślinnością.

Badania zmienności krótkoterminowej stężenia dwutlenku węgla w atmosferze miast wskazują na istnienie powiązania pomiędzy tym stężeniem a natężeniem ruchu drogowego (Idso i in. 2002; George i in. 2007). W celu przeanalizowania tej relacji obliczono wartości stężenia i δ¹³C_{src} dla dni roboczych i weekendów w każdej z pór 2013 roku (rys. 6). Zimą, wiosną i latem stężenie CO₂ w ciągu tygodnia było wyższe niż w czasie dni wolnych. Szczególnie wiosną różnica była statystycznie znacząca. Jesienią wartość średnia stężenia była nieznacznie wyższa w czasie weekendów niż w ciągu tygodnia, jednak różnica była znacznie mniejsza od odchylenia standardowego średnich. Analiza izotopo-

wa wskazuje na nieznaczne przesunięcie sygnatury średniego źródła w stronę bardziej ujemnych wartości w czasie dni roboczych. Jednakże, ze względu na duży rozrzut wartości dobowych stężenia i składu izotopowego średniego źródła, można wykazać, iż nie ma statystycznie istotnej różnicy pomiędzy średnią sygnaturą źródła dla dni roboczych i wolnych. Brak zaobserwowanej w innych miastach zależności można tłumaczyć rozdzielczością czasową analizowanych danych: średnie dobowe stężenia mogą być niewystarczające do tego typu analizy. Fakt ten potwierdzają analizy dobowej zmienności stężenia CO₂: niejednokrotnie obserwowano krótkoterminowe wzrosty stężenia CO₂ w czasie porannych i popołudniowych godzin szczytu. Dalsza analiza tych krótkoterminowych zmian pozwoli wyodrębnić zależność stężenia CO₂ od natężenia ruchu kołowego oraz różnice pomiędzy dniami roboczymi i wolnymi.



Rys. 6. Porównanie średnich sezonowych stężenia CO₂ w Krakowie i sygnatury δ¹³C_{src} średniego źródła dla dni roboczych (poniedziałek – piątek) i dni wolnych (sobota – niedziela)

Comparison of seasonal mean CO₂ concentrations and δ¹³C_{src} for workdays (Monday – Friday) and weekends (Saturday – Sunday)

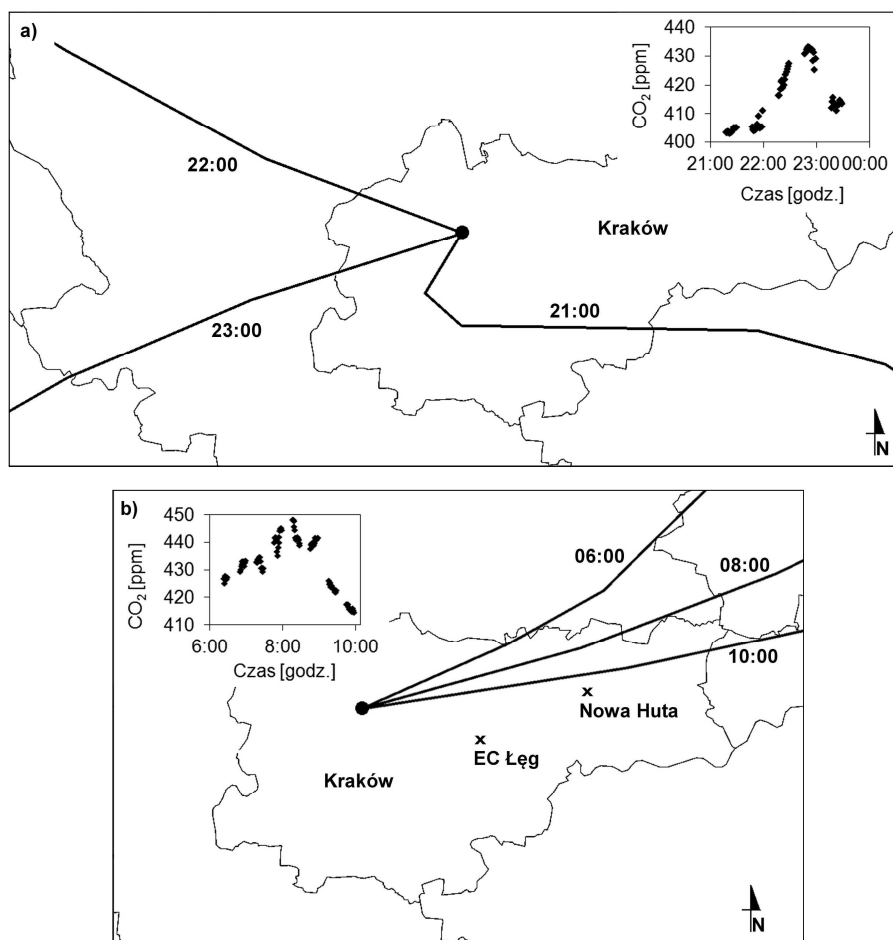
Krótkoterminowe wzrosty stężenia CO₂

Pomiary stężenia dwutlenku węgla w dużej rozdzielczości czasowej umożliwiają dostrzeżenie krótkich okresów, podczas których następuje gwałtowny wzrost stężenia. Na rys. 2 można zaobserwować takie zdarzenie w godzinach nocnych. Analiza trajektorii wstecznych mas powietrza pozwala na prześledzenie pochodzenia powietrza docierającego w czasie takiego zdarzenia do stacji pomiarowej, natomiast obliczony za pomocą bilansu masy skład izotopowy średniego

źródła CO₂ daje dodatkową informację na temat pochodzenia obserwowanego wzrostu stężenia dwutlenku węgla. Dodatkowo, wykorzystując pomiary stężenia innych gazów, można odróżnić wzrost stężenia CO₂ związany z warunkami meteorologicznymi od zdarzeń wynikających z obecności źródła tego gazu. W 90% zaobserwowanych w 2013 roku krótkoterminowych wzrostów stężenia CO₂ notowano niemal identyczny wzrost stężenia metanu, co wskazuje na dynamikę lokalnej atmosfery jako przyczynę obserwowanych zwiększonych wartości stężenia tych gazów. Na rys. 7 przedstawiono trajektorie wsteczne obliczone za pomocą modelu HY-SPLIT (np. Stein i in. 2015) dla dwóch wybranych epizodów, gdy stężenie CO₂ rosło w krótkim przedziale czasowym bez równoczesnego wzrostu stężenia metanu.

Rys. 2 pokazuje wzrost stężenia CO₂ w godzinach wieczornych 21 czerwca 2013 roku (od 21.40 do 23.20) o 29 ppm. Obliczone w godzinowym odstępie czasowym trajektorie wsteczne (rys. 7a) wskazują na zmianę cyrkulacji powietrza: przed i po odnotowanym wysokim stężeniu CO₂ powietrze było transportowane z południa i południowego zachodu, natomiast podczas zdarzenia kierunek uległ zmianie na północno-zachodni, gdzie znajdują się ruchliwe ulice. Sygnatura izotopowa obliczona z równań bilansu masy jest równa $-33,2 \pm 1,7\text{‰}$, co wskazuje na ruch samochodowy jako główne źródło dwutlenku węgla.

Zdarzenie z godzin porannych 19 czerwca 2013 roku, dla którego trajektorie wsteczne mas powietrza zaprezentowano na rys. 7b, miało zupełnie inny charakter. Wzrost stężenia CO₂ był bardziej rozciągnięty w czasie, co sugeruje większą odległość jego źródła od stacji pomiarowej. W czasie obserwowanego zdarzenia nie odnotowano drastycznej zmiany kierunku napływu mas powietrza – było ono transportowane z północnego wschodu. Na wschód od punktu pomiarowego znajdują się dwa źródła wysokiej emisji CO₂ – miejska elektrociepłownia Łęg oraz kompleks przemysłowy Nowej Huty (zob. rys. 7b). Sygnatura izotopowa źródła δ¹³C_{src} wyniosła w tym przypadku $-25,3 \pm 2,1\text{‰}$, wskazując na spalanie węgla lub jego lżejszych izotopowo pochodnych (koks). Biorąc pod uwagę dyspersyjny transport emitowanego CO₂, najbardziej prawdopodobnym jego źródłem jest kompleks przemysłowy w Nowej Hucie.



Rys. 7. Trajektorie wsteczne mas powietrza dla zaobserwowanych krótkoterminowych wzrostów stężenia CO_2 zarejestrowanych na stacji pomiarowej w Krakowie

(a) epizod z 21 czerwca 2013 roku w godzinach nocnych (por. rys. 2), (b) epizod z 19 czerwca 2013 roku w godzinach porannych; zaznaczono trajektorie kończące się w punkcie pomiarowym dla czasu zdarzenia, jedną godzinę przed zdarzeniem oraz jedną godzinę po nim; kontury na mapie oznaczają granice powiatów; znakiem „x” zaznaczono źródła wysokiej emisji CO_2 znajdujące się w granicach administracyjnych Krakowa

Backwards trajectories for events of high CO_2 concentration in the Krakow atmosphere

(a) nighttime event recorded on June 21, 2013 (see Fig. 2), (b) morning event on June 19, 2013; three trajectories ending in the measurement point are presented: trajectory representing peak CO_2 concentration, one hour prior and one hour after; contours denote administrative borders; industrial sources of high CO_2 emissions are marked with an “x”

Podsumowanie

Zwiększone stężenie CO_2 obserwowane w atmosferze Krakowa w sezonie zimowym jest niewątpliwie pochodzenia antropogenicznego, ze wskazaniem na spalanie gazu ziemnego w celach grzewczych, przy jednoczesnym braku asymilacji dwutlenku węgla przez miejską biosferę. Średnie stężenie CO_2 w miesiącach letnich 2013 roku było o 10 ppm niższe od stężenia zarejestrowanego w okresie zimowym. Wynika to głównie z aktywności fotosyntetycznej lokalnej biosfery oraz redukcji antropogenicznego

strumienia CO_2 . Średni skład izotopowy lokalnego źródła CO_2 w okresie letnim wskazuje na dominujący udział biosfery oraz emisji komunikacyjnych. Rolę miejskiej biosfery w obniżeniu stężenia CO_2 wyraźnie można było zaobserwować w czasie występującej w lipcu i sierpniu 2013 roku suszy – przy stałej sygnaturze izotopowej źródła stężenie w tych miesiącach było znacząco wyższe niż w czerwcu i wrześniu, co można tłumaczyć obumarciem części zielonych roślin i w jego wyniku obniżenie wydajności asymilacji. Obserwowane obniżenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ średniego źródła CO_2 w miesiącach zimowych wskazuje na zwiększenie udziału emisji antropogenicznych (spalanie metanu), aczkol-

wiek udało się również zaobserwować pojedyncze epizody, potwierdzone analizą trajektorii wstecznych mas powietrza, wskazujące jako źródło zakłady przemysłowe spalające węgiel kamienny.

Zdecydowana większość obserwowanych krótkoterminowych wzrostów stężenia CO₂ wynika z dynamiki dolnej warstwy atmosfery (budowanie i zanikanie warstwy inwersyjnej). W takich przypadkach obserwowany wzrost CO₂ ma swoje źródło z reguły w najbliższym otoczeniu punktu pomiarowego. Analizując epizody, podczas których wzrost stężenia nie był spowodowany warunkami meteorologicznymi, wyodrębniono zarówno źródła związane z ruchem drogowym, jak i ze spalaniem węgla w zakładzie przemysłowym lub elektrociepłowni.

Prezentowane badania były finansowane z funduszy Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (projekt 817.N-COST/2010/1; badania statutowe), stypendium Krakowskiego Konsorcjum Naukowego im. Mariana Smoluchowskiego „Materia-Energia-Przyszłość” oraz projektów badawczych w ramach programów ramowych UE (TTorch, COST SIBAE). Autorzy dziękują recenzentom za uważną lekturę i wnikliwe uwagi.

Literatura

- Canadell Josep G., Philippe Ciais, Shobhakar Dhakal, Corinne Le Quéré, Anand Patwardhan, Michael R. Raupach. 2009. „The Human perturbation of the carbon cycle: the global carbon cycle II”. *UNESCO-SCOPE-UNEP Policy Briefs* 10: 1-6.
- Coplen Tyler B. 1994. „Reporting of stable carbon, hydrogen, and oxygen isotopic abundances (technical report)”. *Pure & Applied Chemistry* 66 (2): 273-276.
- Coplen Tyler B., Jessica A. Hopple, John K. Böhlke, H. Steffen Peiser, Stephanie E. Rieder, H. Roy Krouse, Kevin J. R. Rosman, Tiping Ding, Robert D. Vocke Jr., Kinga M. Révész, Andrée Lamberty, Philip Taylor, Paul De Bièvre. 2006. „Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents”. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 01-4222. Reston, Virginia: U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Farquhar Graham D., James R. Ehleringer, Kerry T. Hubick. 1989. „Carbon isotope discrimination and photosynthesis”. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* 40: 503-537.
- Font Anna, Christine Susan B. Grimmond, Josep-Anton Morgui, Simone Kotthaus, Max Priestman, Benjamin Barratt. 2013. „Cross-validation of inferred daytime airborne CO₂ urban-regional scale surface fluxes with eddy-covariance observations and emissions inventories in Greater London”. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 13: 13465-13493.
- George Kate, Lewis H. Ziska, James A. Bunce, Bruno Quebedeaux. 2007. „Elevated atmospheric CO₂ concentration and temperature across an urban-rural transect”. *Atmospheric Environment* 41 (35): 7654-7665.
- Górka Maciej, Dominika Lewicka-Szczebak. 2013. „One-year spatial and temporal monitoring of concentration and carbon isotopic composition of atmospheric CO₂ in Wrocław (SW Poland) city area”. *Applied Geochemistry* 35: 7-13.
- Gratani Loretta, Laura Varone L. 2005. „Daily and seasonal variation in the city of Rome in relationship with the traffic volume”. *Atmospheric Environment* 39 (14): 2619-2624.
- Guy Robert D., Marilyn L. Fogel, Joseph A. Berry. 1993. „Photosynthetic fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon”. *Plant Physiology* 101 (1): 37-47.
- Henninger Sascha, Wilhelm Kuttler. 2010. „Near surface carbon dioxide within the urban area of Essen, Germany”. *Physics and Chemistry of the Earth* 35 (1-2): 76-84.
- Idso Sherwood B., Craig D. Idso, Robert C. Balling Jr. 2002. „Seasonal and diurnal variations of ear-surface atmospheric CO₂ concentration within a residential sector of the urban CO₂ dome of Phoenix, AZ, USA”. *Atmospheric Environment* 36 (10): 1655-1660.
- Jasek Alina, Mirosław Zimnoch, Zbigniew Gorczyca, Ewa Smula, Kazimierz Rozanski. 2014. „Seasonal variability of soil CO₂ flux and its carbon isotope composition in Krakow urban area, Southern Poland”. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 50 (2): 143-155.
- Järvi Leena, Annika Nordbo, Heikki Junninen, Anu Riikonen, Joonas Moilanen, Eero Nikinmaa, Timo Vesala. 2012. „Seasonal and annual variation of carbon dioxide surface fluxes in Helsinki, Finland, in 2006-2010”. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12: 8475-8489.
- Keeling Charles D. 1958. „The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas”. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 13 (4): 322-334.
- Keeling Charles D., Stephen C. Piper, Timothy P. Whorf, Ralph F. Keeling. 2011. „Evolution of natural and anthropogenic fluxes of atmospheric CO₂ from 1957 to 2003”. *Tellus B* 63 (1): 1-22.
- Kuc Tadeusz, Kazimierz Rozanski, Mirosław Zimnoch, Jarosław M. Necki, Adam Korus.

2003. „Anthropogenic emissions of CO₂ and CH₄ in an urban environment”. *Applied Energy* 75 (3-4): 193-203.
- Pataki Diane E., Tao Xu, Yiqi Q. Luo, Jim R. Ehleringer. 2007. „Inferring biogenic and anthropogenic carbon dioxide sources across an urban to rural gradient”. *Oecologia* 152 (2): 307-322.
- Pawlak Włodzimierz, Krzysztof Fortuniak, Mariusz Siedlecki. 2011. „Carbon dioxide flux in the centre of Łódź, Poland – analysis of a 2-year eddy covariance measurement data set”. *International Journal of Climatology* 31 (2): 232-243.
- Revelle Roger, Hans E. Suess. 1957. „Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of increase of atmospheric CO₂ during past decades”. *Tellus* IX (1): 18-27.
- Rotach Mathias W., Roland Vogt, Christian Bernhofer, Ekaterina Batchvarova, Christen A., Clappier, Berend Feddersen, Sven-Erik Gryning, Gianni Martucci, Helmut Mayer, Valentin Mitev, Timothy R. Oke, Eberhard Parlow, Hans Richner, Matthias Roth, Yves-Alain Roulet, Dominique Ruffieux, Jennifer A. Salmond, Michael Schatzmann, James A. Voogt. 2005. „BUBBLE – an urban boundary layer meteorology Project”. *Theoretical and Applied Climatology* 81 (3): 231-261.
- Stein Ariel F., Roland R. Draxler, Glenn D. Rolph, Barbara J. B. Stunder, Cohen M.D., Fong Ngan. 2015. „NOAA’s HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 96 (12): 2059-2077.
- Stocker Thomas F., Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M. B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex and Pauline M. Midgley (red.). 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for Policymakers. Bern, Switzerland: Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Yakir Dan. 2004. The stable isotopic composition of atmospheric CO₂. W: Ralph F. Keeling (red.) *Treatise on Geochemistry, vol. 4*, 175-212. Amsterdam: Elsevier.
- Zimnoch Mirosław. 2009. „Stable isotope composition of carbon dioxide emitted from anthropogenic sources in the Kraków region, Southern Poland”. *Nukleonika* 54 (4): 291-295.
- Zimnoch Mirosław, Dorota Jelen, Michał Galkowski, Tadeusz Kuc, Jarosław Necki, Lukasz Chmura, Zbigniew Gorczyca, Alina Jasek, Kazimierz Rozanski. 2012. „Partitioning of atmospheric carbon dioxide over Central Europe: insights from combined measurements of CO₂ mixing ratios and their carbon isotope composition”. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 48 (3): 421-433.

Summary

The elevated concentrations of CO₂ observed in Krakow during the cold season are undoubtedly of anthropogenic origin – mainly the burning of natural gas for heating purposes. The impact of this source is more visible in winter due to the absence of the photosynthetic activity of the local biosphere. The mean CO₂ mixing ratio in summer (June–August) was 10 ppm lower than the one recorded in winter (December–February). This decrease stems from the enhanced activity of the local biosphere and the reduction of anthropogenic CO₂ emissions during the warm season. The mean δ¹³C signature of the local CO₂ source in summer indicates that biospheric and traffic emissions were the main source of excess CO₂ concentration observed in the local atmosphere. The role of urban biosphere in the local carbon balance became apparent during a long dry period (July–August 2013), when the increase in the observed CO₂ concentration was not reflected in the corresponding shift of the mean δ¹³C signature of the local CO₂ source. The slowing down of photosynthetic activity lead to the accumulation of CO₂ in the local atmosphere. The observed decreased values of the mean CO₂ source during winter indicate enhanced contribution of anthropogenic emissions, mainly the burning of natural gas. Isolated episodes of elevated CO₂ concentration could be also attributed, via a backwards air trajectory analysis, to coal burning by local industry (thermal power plant, ironworks).

Nevertheless, a vast majority of short-term events of high CO₂ concentration that have been observed during the analyzed period were related to the dynamics of lower atmosphere (build-up and decay of the inversion layer). In those cases, the increase in CO₂ concentration could be traced back to emissions originating in close proximity of the measurement site. An analysis of the events when the CO₂ concentration increases were not related to the suppression of vertical mixing of the local atmosphere pointed to the local industry as the main source of carbon dioxide.

KONCENTRACJA ZANIECZYSZCZEŃ PYŁOWYCH POWIETRZA PM_{2,5} W KRAKOWIE W LATACH 2010–2014

Concentration of the air dust pollution PM_{2.5} in Kraków in 2010–2014

JOANNA JĘDRUSZKIEWICZ*, PIOTR PIOTROWSKI**, BARTŁOMIEJ PIETRAS*

Zarys treści. Kraków należy do najbardziej zanieczyszczonych miast w Polsce. Szczególnie niebezpieczny dla zdrowia jest pył o frakcji 2,5 µm (PM_{2,5}). Największa jego koncentracja w powietrzu występuje w półroczu chłodnym, szczególnie duża jest w lutym i grudniu. Najwyższe stężenia pyłu PM_{2,5} odnotowano na obszarze o gęstej zabudowie w centrum Krakowa, a w przebiegu dobowym – w godzinach wieczornych oraz nieco mniejsze w godzinach porannych, podczas szczytu komunikacyjnego. W półroczu chłodnym najwyższe stężenie PM_{2,5} stwierdzono podczas napływu mas powietrza z kierunku południowo-zachodniego i południowego, natomiast w półroczu ciepłym – z południowo-wschodniego i południowego. Wraz ze wzrostem prędkości wiatru stężenie pyłu PM_{2,5} wyraźnie się zmniejszało we wszystkich analizowanych punktach pomiarowych.

Słowa kluczowe: zanieczyszczenia pyłowe powietrza, PM_{2,5}, Kraków, prędkość wiatru, cyrkulacja atmosferyczna

Abstract. Krakow is one of the most polluted cities in Poland. The dust fraction of 2.5 µm (PM_{2.5}) has a significant impact on human health. The greatest concentration of PM_{2.5} was found for the cold half year (especially in February and December) and in the most densely built-up area of the city center. The worst air quality occurs in the evening and morning (peak traffic) hours. In the cold half year the highest concentration of PM_{2.5} was observed for the south-western and southern air masses advection, while in the warm half year for the south eastern and southern advection. The increase in wind speed is followed by a considerable decrease of the concentration of PM_{2.5} in all monitoring sites.

Key words: air dust pollution, PM_{2.5}, Kraków, wind speed, atmospheric circulation

Wstęp

Zanieczyszczenie powietrza na obszarze Krakowa stanowi poważny problem, zarówno w ujęciu społecznym, jak i przyrodniczym. Ponadnormatywna koncentracja zanieczyszczeń pyłowych w powietrzu wpływa negatywnie na zdrowie mieszkańców miasta. Pył o średnicy 2,5 µm (PM_{2,5}), ze względu na swoją frakcję, jest o wiele bardziej niebezpieczny niż pył o średnicy 10 µm (PM₁₀). Pomimo wdrażania kolejnych Programów Ochrony Powietrza w Krakowie (w latach: 2005, 2009, 2011, 2013) i spadku emisji pyłów z najbardziej uciążliwych zakładów (Realizacja Programu ... 2012), koncentracja drobnych pyłów (PM_{2,5}) wciąż pozostaje na wysokim poziomie. Świadczą o tym dane z pomiarów pyłu zawieszonego PM_{2,5} na stacjach tła miejskiego w Krakowie przy ul. Bulwarowej,

Bujaka i Al. Krasieńskiego z lat 2011–2014. Średnie roczne stężenie pyłu zawieszonego PM_{2,5} w całym badanym okresie przekraczało na wszystkich wymienionych stanowiskach pomiarowych dopuszczalną wartość i poziom docelowy (25 g/m³) (Raport o stanie środowiska ... 2015). Mnogość oraz zróżnicowanie czynników wpływających na jakość powietrza na obszarze Krakowa oraz brak szczegółowego rozpoznania sytuacji stanowią istotne przeszkody dla podjęcia skutecznych działań mających na celu poprawę warunków aerosanitarnych miasta.

Przyczyny wysokich koncentracji pyłu zawieszonego w Krakowie mają charakter zarówno naturalny, jak i antropogeniczny. Czynniki naturalne związane są przede wszystkim ze specyficznymi uwarunkowaniami mezo- i mikroklimatycznymi badanego obszaru, powodującymi częste występowanie dni z inwersyjnym roz-

* Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: joajed@up.krakow.pl, bpietras86@gmail.com

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: janos33@wp.pl

kładem temperatury (Milata 1959; Morawska-Horawska 1978; Lewińska 1984; Walczewski 1984, 1994; Walczewski i in. 2000) oraz topografią terenu, sprzyjającą akumulacji cząstek stałych oraz ograniczającą dyspersję zanieczyszczeń pyłowych (Bokwa 2007, 2010). Wpływ na koncentrację pyłów mają także niektóre parametry meteorologiczne i zjawiska atmosferyczne, które determinowane są przez czynniki atmosferyczne występujące w makro- i mezoskali (cyrkulacja atmosferyczna). Próbę określenia ilościowych zależności pomiędzy wybranymi elementami meteorologicznymi a zanieczyszczeniem powietrza w Krakowie podjęli Dworak i in. (2000). Wpływ sytuacji synoptycznych na występowanie ponadnormatywnych koncentracji pyłu PM_{2,5} na obszarze Krakowa był tematem licznych badań prowadzonych m.in. przez Niedźwiedzia i Oleckiego (1994), Tomaszewską (2010), Bielec-Bąkowską i in. (2011) oraz Bokwę (2012). Nie jest w pełni jasny wpływ cyrkulacji atmosferycznej na wzrost lub spadek stężenia zanieczyszczeń pyłowych. Część zanieczyszczeń pyłowych może pochodzić z obszarów leżących poza aglomeracją krakowską. Próby identyfikacji odległych źródeł emisji pyłu PM_{2,5} i ich wpływu na stężenie pyłu zawieszonego w Katowicach, Gdańsku i Diabłej Górze były realizowane przez Godłowską i in. (2015) za pomocą modelu *HYSPLIT transport and dispersion model*. Odległe źródła zanieczyszczeń pyłem PM_{2,5}, w oparciu o dane z EMEP-CEIP, zlokalizowano na obszarze państw położonych na południe i wschód od terytorium Polski. Podczas adwekcji z tych obszarów stwierdzono wzrost stężenia pyłu PM_{2,5} na obszarze Katowic położonych blisko Krakowa. Badania wpływu kierunku i prędkości wiatru na warunki aerosanitarne na obszarze Krakowa prowadzili także m.in. Walczewski i Łukaszewski (1986), Bokwa (2007), Pietras (2013) oraz Oleniacz i in. (2014). Dokładne ujęcie ilościowe wpływu cyrkulacji atmosferycznej na koncentrację zanieczyszczeń pyłowych jest jednak niełatwe ze względu na niepełne dane zarówno o emisji z obszaru aglomeracji krakowskiej, jak i spoza niej, oraz nakładaniu się innych czynników mających wpływ na koncentrację zanieczyszczeń pyłowych w atmosferze.

Do najistotniejszych czynników sprzyjających zmniejszaniu się koncentracji zanieczyszczeń pyłowych w powietrzu można zaliczyć m.in.: duże prędkości wiatru, rozwój ruchów turbulencyjnych w miejskiej warstwie granicznej oraz opady atmosferyczne. W oparciu o obrazy z sodaru udało się ustalić istotny wpływ warun-

ków panujących w miejskiej warstwie granicznej na stężenie pyłu PM₁₀ w Krakowie (Godłowska i in. 2008). Stwierdzono spadek stężeń zanieczyszczeń powietrza wraz ze wzrostem wysokości konwekcji i inwersji dolnych, natomiast niekorzystne warunki do dyspersji zanieczyszczeń powietrza odnotowano podczas inwersji wzniesionych ponad inwersjami dolnymi. W tym samym opracowaniu zauważono, iż opad atmosferyczny odgrywa ograniczoną rolę w obniżaniu emisji zanieczyszczeń.

Koncentracja zanieczyszczeń pyłowych w powietrzu zmienia się nie tylko w zależności od warunków lokalnych i warunków atmosferycznych. Duże znaczenie ma też zmienność nasilenia emisji zanieczyszczeń w różnych skalach czasowych oraz wysokość emitorów. Z porównania warunków terenowych i wysokości emitorów pomiędzy stacją przy Al. Krasińskiego (centrum miasta) a Nową Hutą wynika, iż niska emisja i zwarta zabudowa w centrum miasta sprzyjają większej koncentracji pyłu PM₁₀ w powietrzu (Bokwa 2012).

W ciągu dnia większych stężeń zanieczyszczeń należy spodziewać się w godzinach szczytu komunikacyjnego. Biorąc pod uwagę pory roku największa koncentracja zanieczyszczeń pyłowych w powietrzu pojawia się w porze zimowej na skutek wzrostu emisji pyłowych z palenisk domowych. Mając na uwadze ww. przesłanki, analiza zanieczyszczenia powietrza pyłem PM_{2,5} została przeprowadzona w różnych skalach czasowych, ze szczególnym uwzględnieniem cyklu dobowego oraz kierunku adwekcji i prędkości wiatru.

Stężenia pyłem PM_{2,5} są analizowane znacznie rzadziej niż pyłu PM₁₀, dlatego też postanowiono sprawdzić zmienność stężenia pyłu zawieszonego PM_{2,5} w latach 2010–2014 na obszarze Krakowa w oparciu o dane z trzech punktów pomiarowych. Do analizy przestrzennego zróżnicowania stężenia pyłu PM_{2,5} wybrano stacje monitoringu jakości powietrza, które położone są w różnych punktach miasta o odmiennym pokryciu terenu w otoczeniu stacji. W niniejszym opracowaniu skupiono się na analizie wybranych czynników mających wpływ na stężenie pyłu zawieszonego PM_{2,5} – kierunku adwekcji i prędkości wiatru. Wybór tych czynników do analizy był uwarunkowany dostępnością danych oraz ich istotnym wpływem na koncentrację pyłu w powietrzu. W oparciu o ww. dane sprawdzono, jak zmienia się stężenie pyłu PM_{2,5} w zależności od prędkości wiatru w półroczu ciepłym i chłodnym. Kolejnym celem opracowania było określe-

nie stężenia pyłu zawieszonego PM_{2,5} w zależności od kierunku adwekcji i charakteru cyrkulacji atmosferycznej i porównanie uzyskanych wyników z podobnymi badaniami przeprowadzonymi w oparciu o wartości stężenia pyłu PM₁₀ na obszarze Krakowa. Za istotną uznano też określenie prawdopodobieństwa wystąpienia wysokich stężeń pyłu PM_{2,5} w różnych porach dnia w zależności od kierunku adwekcji, z uwzględnieniem podziału na półroczne chłodne i ciepłe.

Dane i metody

Kraków położony jest u zbiegu dwóch dużych jednostek geologicznych: monokliny śląsko-krakowskiej oraz Karpat i ich przedmurza (Gradziński 1974), co bezpośrednio odzwierciedla się w zróżnicowaniu morfometrycznym badanego obszaru i tym samym warunkuje przebieg głównych korytarzy przewietrzania miasta oraz wpływa na lokalne warunki cyrkulacyjne zarówno w mikro- jak i mezoskali (German 2007).

W opracowaniu wykorzystano dane z trzech stacji monitoringu jakości powietrza w Krakowie, położonych w różnych punktach miasta (Al. Krasieńskiego, Nowa Huta, Kurdwanów), oraz automatycznej stacji meteorologicznej Vaisala umieszczonej na dachu budynku Wydziału Fizyki i Informatyki Stosowanej Akademii Górniczo-Hutniczej (WFilS AGH) przy ul. Reymonta (rys. 1). Punkt pomiarowy prędkości wiatru na WFilS AGH umiejscowiono na dachu budynku w centrum miasta. Średnia prędkość wiatru (ok. 1,6–1,7 m/s) z 23 punktów pomiarowych rozmieszczonych na obszarze Krakowa (Oleniacz i in. 2014) jest bardzo zbliżona do prędkości wiatru w punkcie pomiarowym, który został wybrany do analizy warunków anemometrycznych w niniejszym opracowaniu.

Stacja monitoringu jakości powietrza przy Al. Krasieńskiego położona jest w obrębie dna doliny Wisły, na wysokości 203 m n.p.m. Charakteryzowana jest jako stacja tła komunikacyjnego i zlokalizowana jest na pasie zieleni w stosunkowo wąskim kanionie miejskim (ulicznym), przy jednej z najbardziej ruchliwych arterii komunikacyjnych miasta, o generalnym przebiegu SSE–NNW. W otoczeniu stacji zabudowę stanowią ściśle przylegające do siebie kamienice, ciągnące się wzdłuż ulicy.

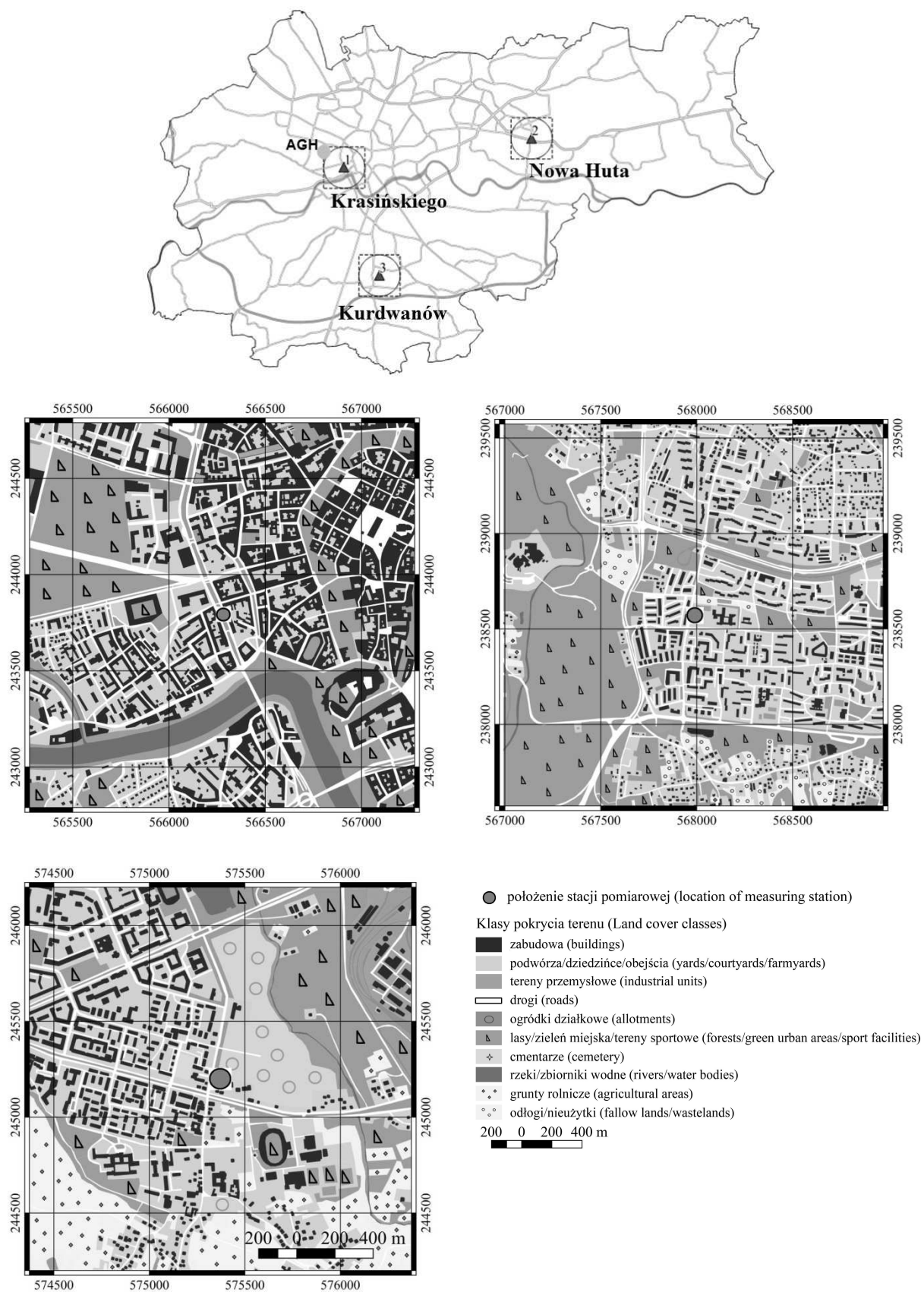
Stacja monitoringu w Nowej Hucie zaliczana jest do stacji tła miejskiego w strefie oddziaływania przemysłu. Stacja umieszczona jest w pobliżu skrzyżowania ul. Bulwarowej z Aleją

Jana Pawła II. Jest położona na wysokości 195 m n.p.m. w obrębie dna doliny Wisły, w odległości około 1 km na zachód od kombinatu metalurgicznego w Nowej Hucie. W odległości 600 metrów na wschód od stacji biegnie dolina rzeki Dłubni. W najbliższym otoczeniu punktu pomiarowego, od strony zachodniej, znajduje się stacja paliwowa oraz zwarta zabudowa, składająca się głównie z czteropiętrowych bloków mieszkalnych. Na północ oraz na wschód od stacji, w jej bezpośrednim sąsiedztwie, rozciągają się tereny ogródków działkowych.

Stacja monitoringu Kurdwanów jest stacją tła miejskiego. Zlokalizowana jest w południowej części Krakowa przy ul. Bujaka, w odległości 5 km od centrum miasta, na wysokości około 50 metrów nad dnem doliny Wisły (232 m n.p.m.). W odległości 700 metrów na zachód od stacji biegnie dolina rzeki Wilgi. W bezpośrednim otoczeniu stacji znajduje się głównie zwarta, niska i średnia zabudowa, w skład której wchodzi przede wszystkim czteropiętrowe bloki mieszkalne.

Normy stężenia pyłu PM_{2,5} są odmienne w poszczególnych krajach i różnie obliczane. Wynika to głównie z trudnością miarodajnej oceny wpływu PM_{2,5} na organizm ludzki. Szacuje się, iż już stężenia pyłu PM_{2,5} rzędu 3–5 µg/m³ mogą niekorzystnie wpływać na zdrowie zarówno przy krótkotrwałej, jak i długotrwałej ekspozycji (WHO 2005). Ustalony w Rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 24 sierpnia 2012 r. dopuszczalny poziom dla rocznego stężenia pyłu zawieszonego PM_{2,5} do osiągnięcia do dnia 1 stycznia 2015 roku, wynosi 25 µg/m³, a do 1 stycznia 2020 roku – 20 µg/m³ (Dz. U. 2012 poz. 1031). Wytyczne WMO określają dopuszczalne średnie roczne stężenie PM_{2,5} na poziomie 10 µg/m³, a średnie dobowe – na poziomie 25 µg/m³.

Dane dotyczące pyłu PM_{2,5} pochodzą z wcześniej wymienionych stacji monitoringu jakości powietrza w Krakowie z lat 2010–2014. Średnie godzinne wartości prędkości wiatru pozyskano z pomiarów anemometrem umieszczonym na dachu budynku WFilS AGH. Kierunek adwekcji i charakter cyrkulacji atmosferycznej (cyklonalny i antycyklonalny) zostały wyznaczone na podstawie ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza dla czterech terminów (0.00, 6.00, 12.00 i 18.00 GMT). Dane te pochodzą z baz danych NCEP/NCAR Reanalysis 1 (<http://www.esrl.noaa.gov/>) i zostały opisane przez Kalnay i in. (1996). Do określenia kierunku adwekcji i charakteru cyrkulacji atmosferycznej wykorzystano metodę Jenkinsona i Collisona (1977).



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych
Location of the measuring stations

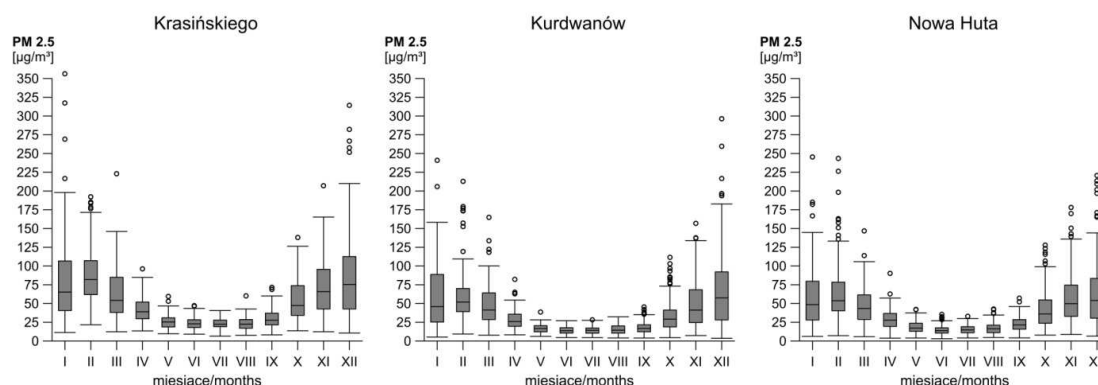
Skróty kierunków adwekcji podano w formie dużych liter, będących pierwszymi literami 8 kierunków geograficznych w języku angielskim, natomiast charakter cyrkulacji atmosferycznej w formie liter c (cyklonalna) i a (antycyklonalna). Wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza przypisane są do siatki 32 punktów. Centrum siatki usytuowane jest w punkcie o współrzędnych 50°N 20°E, a punkty gridowe rozmieszczone są z rozdzielczością przestrzenną 2,5 x 2,5° długości i szerokości geograficznej. Przykład rozmieszczenia punktów gridowych można znaleźć w opracowaniu Piotrowskiego (2009).

Stężenie pyłu zawieszonego PM_{2,5} na stacjach monitoringu w Krakowie

W Krakowie największe wahania dobowych stężeń pyłu PM_{2,5} występują zimą (grudzień i styczeń) – od 3 do 145 µg/m³ (Nowa Huta), od 4 do 296 µg/m³ (Kurdwanów) i od 6 do 356 µg/m³ (Al. Krasińskiego) (rys. 2). Najmniejsze dobowe

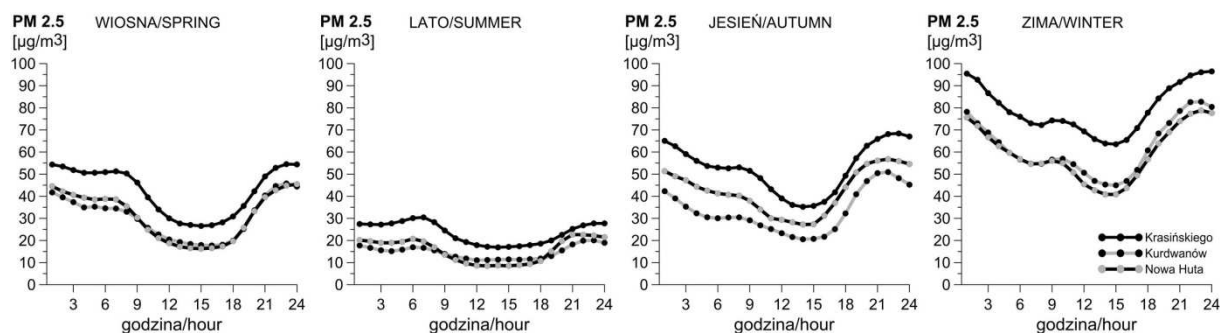
wahania zanotowano w miesiącach od maja do sierpnia (zazwyczaj poniżej 50 µg/m³). Wśród wybranych stacji monitoringu jakości powietrza, najwyższymi stężeniami i największym zróżnicowaniem w poszczególnych miesiącach wyróżnia się punkt pomiarowy przy Al. Krasińskiego, zaś najmniejszymi – punkt pomiarowy w Nowej Hucie. Mediana stężenia pyłów PM_{2,5} znajduje się poniżej progu 25 µg/m³ jedynie od czerwca do sierpnia (Nowa Huta – czerwiec i lipiec).

W dobowym rozkładzie stężenia pyłu PM_{2,5} (rys. 3) na wszystkich analizowanych stacjach wyraźnie zaznaczają się dwa maksima: pierwsze poranne około godziny 7.00–8.00 i drugie przed godziną 22.00. Pierwsze maksimum związane jest z porannym szczytem komunikacyjnym oraz częstymi porannymi inwersjami termicznymi, zaś drugie wyraźniejsze, z nakładaniem się popołudniowego szczytu komunikacyjnego na wzmożoną emisję pyłów z palenisk domowych, zwłaszcza w porze zimowej. W godzinach



Rys. 2. Dobowa zmienność stężenia pyłu PM_{2,5} w poszczególnych miesiącach (wartości odstające to wartości większe/mniejsze od kwartyła trzeciego/pierwszego o 1,5 rozstępu ćwiartkowego)

Daily variability of PM_{2,5} concentration in particular months (outliers are defined as upper/lower quartile plus/minus 1.5 interquartile range)

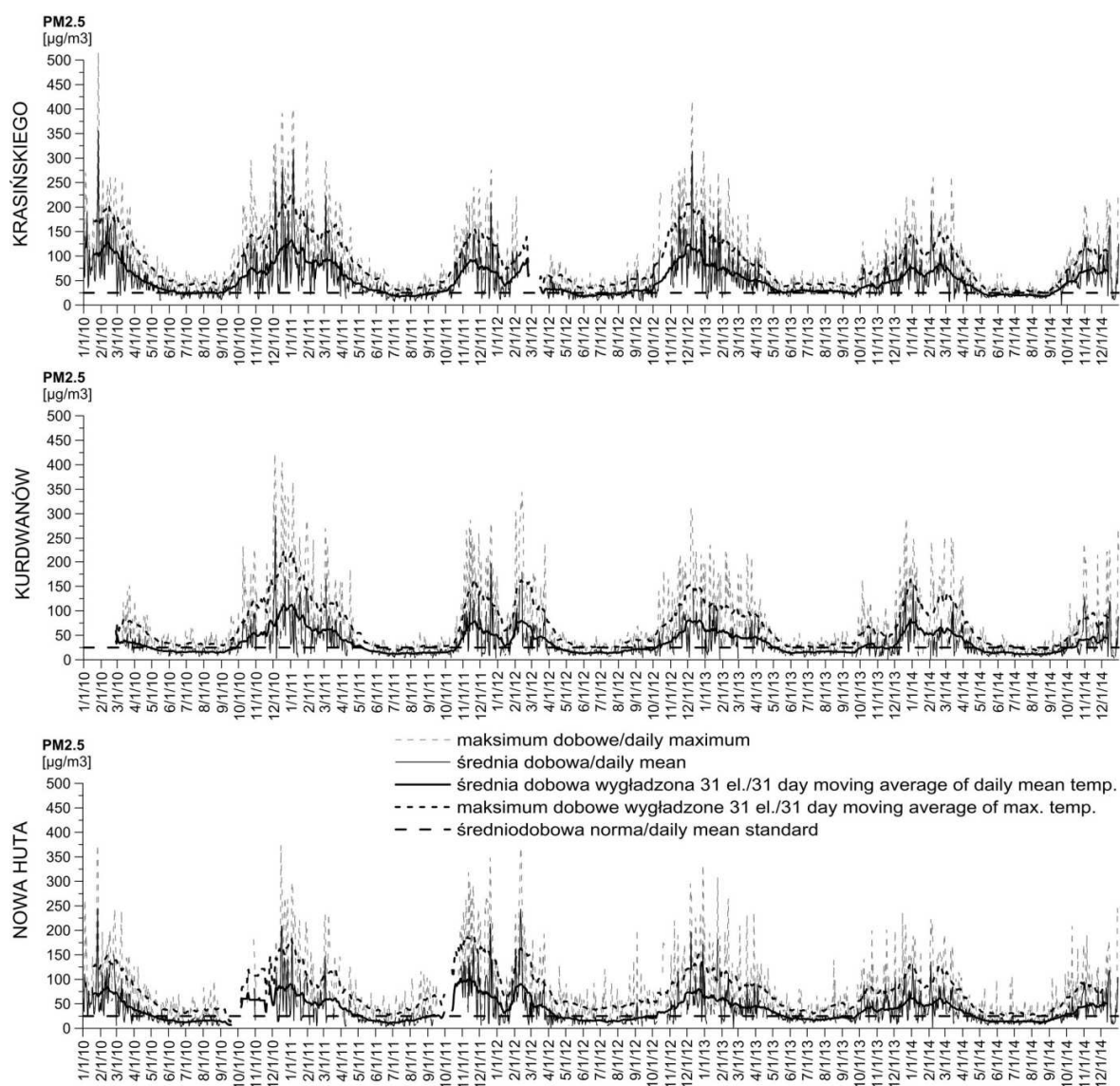


Rys. 3. Dobowy przebieg stężenia pyłu PM_{2,5} w poszczególnych porach roku

Daily course of PM_{2,5} concentration by season

wczesnopołudniowych zaobserwowano minimum stężenia wynikające z nieco mniejszego ruchu kołowego. W cieplej połowie roku spadek stężenia pyłu PM_{2,5} w godzinach wczesnopołudniowych wynika również z częstszego pojawianiem się warunków do rozwoju konwekcji. Największa zmienność stężenia pyłu PM_{2,5} pojawia się zimą – od ponad 40 do prawie 100 µg/m³. Latem, ze względu na zmniejszony ruch kołowy, mniejsze spalanie węgla oraz lepsze warunki dla rozwoju ruchów pionowych, wartości stężenia są znacznie niższe i bardziej wyrównane – od 10 do 30 µg/m³. Z porównania stężenia pyłu PM_{2,5} w cyklu dobowym pomiędzy analizowanymi punktami pomiarowymi wynika, iż przy Al. Kra-

sińskiego było ono przeciętnie większe w porównaniu z pozostałymi punktami pomiarowymi; w okresie zimowym nawet o ok. 20 µg/m³. Z kolei dobowe przebiegi stężeń PM_{2,5} na stacjach Kurdwanów i Nowa Huta są niemal identyczne od zimy do lata. Jesienią przez całą dobę nieco wyższe wartości stężeń odnotowano w Nowej Hucie w porównaniu z punktem pomiarowym na Kurdwanowie. Na podstawie dostępnych danych trudno jest wyjaśnić zaobserwowaną różnicę. Być może wyższe stężenia pyłu w Nowej Hucie są w pewnym stopniu związane z korzystniejszymi warunkami do częstszego utrzymywania się jesienią stabilnych stanów równowagi termodynamicznej atmosfery w tym punkcie pomiarowym.



Rys. 4. Maksymalne i średnie dobowe stężenie pyłu PM_{2,5} w latach 2010–2014

Daily maximum and mean PM_{2,5} concentration for 2010–2014 period

Wartości dobowe stężenia pyłu PM_{2,5} w latach 2010–2014 zostały przedstawione na rys. 4. Analizowane stacje cechuje poziom zanieczyszczeń z podobnym przebiegiem rocznym. Wysokie stężenia pyłu PM_{2,5} obserwowane były od listopada do marca, z maksimum na przełomie grudnia i stycznia sięgającym nawet 200–300 µg/m³ w ciągu doby. Najwyższe maksymalne stężenia zimą dochodziły do 300–400 µg/m³. W przeważającej części roku (od października do kwietnia) średnie dobowe stężenia przekraczały dopuszczalne normy 25 µg/m³ wytyczone przez WHO (2005). Okres ten pokrywał się z czasem trwania okresu grzewczego na obszarze Krakowa (Jędruszkiewicz 2013). Najniższe stężenia pyłu PM_{2,5} poniżej 25 µg/m³, były notowane najczęściej od maja do końca września. Niezmiernie rzadko dobowe stężenia pyłu spadały poniżej 10 µg/m³, szczególnie na stacji Krasieńskiego. W badanym okresie średnie roczne stężenia pyłu PM_{2,5} przekraczały roczne normy przyjęte przez WHO (10 µg/m³) i Unię Europejską (25 µg/m³) i wyniosły średnio 34 µg/m³ (Kurdwanów), 36 µg/m³ (Nowa Huta) i 50 µg/m³ (Krasieńskiego) (WHO 2005; Air Quality Standards 2015). Epizody wysokich dobowych stężeń w okresie zimy bardzo często towarzyszyły znacznym spadkom temperatury powietrza (poniżej –10°C) i występowaniem układów wysokiego ciśnienia (np. druga połowa stycznia 2010, grudzień 2010 czy też początek lutego 2012 roku). Maksymalne stężenie pyłu PM_{2,5} w badanym okresie zanotowano 27.01.2010 roku na stacji Krasieńskiego (515 µg/m³). Sytuację tą poprzedziła fala chłodu ze średnią dobową temperaturą powietrza przez 5 kolejnych dni poniżej –15°C oraz silnie rozbudowany układ wysokiego ciśnienia, wchodzący nad Polskę klinem od wschodu.

Stężenie pyłu zawieszonego PM_{2,5} w zależności od kierunku i prędkości wiatru

Prędkość wiatru jest czynnikiem mającym znaczący wpływ na dyspersję zanieczyszczeń pyłowych. Walczewski i Łukaszewski (1986) oraz Bokwa (2007) zwracali uwagę na fakt, iż wiatry z kierunku południowo-zachodniego mogą przynosić zanieczyszczenia spoza obszaru Krakowa, ze źródeł zlokalizowanych m.in. na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. Bardziej odległe źródła były uwzględnione przez Godłowską i in. (2015). Oprócz zanieczyszczeń pyłowych docierających spoza aglomeracji krakowskiej istotnym czynnikiem, mającym wpływ na poziom stężenia pyłu PM_{2,5}, jest również

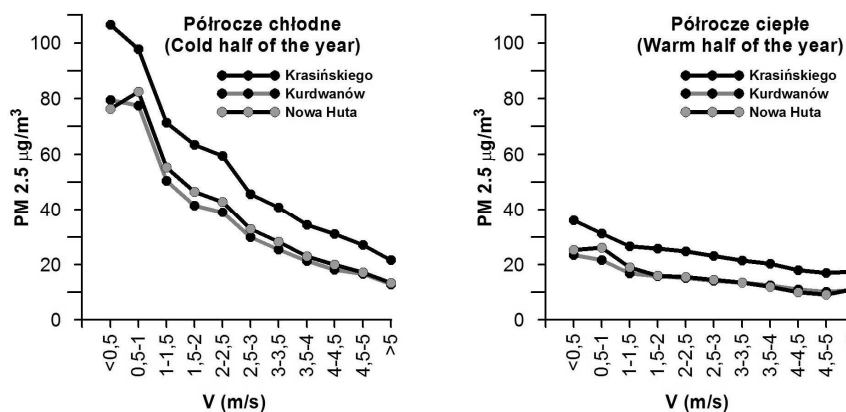
prędkość wiatru i ilość emitowanych zanieczyszczeń pyłowych na obszarze miasta. Bardzo duże warunkowe prawdopodobieństwo przekroczenia na wszystkich analizowanych stacjach stężenia pyłu PM_{2,5} (powyżej 25 µg/m³) wystąpiło podczas adwekcji z południowego zachodu. Średnia prędkość wiatru z tego kierunku była najniższa w porównaniu z innymi kierunkami adwekcji, zarówno w półroczu chłodnym, jak i ciepłym (odpowiednio 0,98 i 1,30 m/s). Podczas adwekcji z południowego zachodu wyraźnie przeważała cyrkulacja antycyklonalna nad cyklonalną, zarówno w półroczu chłodnym, jak i ciepłym. Cyrkulacja antycyklonalna w porównaniu z cyrkulacją cyklonalną pojawiała się o 2,9 razy częściej w półroczu chłodnym, natomiast w półroczu ciepłym – 2,3 razy częściej. Południowo-zachodnia adwekcja powinna wg wymienionych wcześniej autorów, sprzyjać napływowi zanieczyszczeń spoza miasta. Z drugiej strony mała prędkość wiatru i duży udział sytuacji antycyklonalnych pogarszają warunki dyspersji zanieczyszczeń. Trudno jest jednak dokładnie określić, w jakim stopniu czynniki pozamiejskie, a w jakim lokalne są odpowiedzialne za wzrost zanieczyszczeń pyłowych powietrza na obszarze Krakowa.

Ze względu na duże stężenie pyłu PM_{2,5} w powietrzu w półroczu chłodnym spadek stężenia pyłu wraz ze wzrostem prędkości wiatru jest większy niż w półroczu ciepłym (rys. 5). Najsilniejszy spadek stężenia pyłu PM_{2,5} zaobserwowano przy prędkości wiatru powyżej 1–1,5 m/s. Na stacji w Nowej Hucie odnotowano niewielki spadek średniego stężenia pyłu PM_{2,5} przy wietrze poniżej 0,5 m/s w porównaniu ze stężeniem przy prędkości wiatru rzędu 0,5–1 m/s. Trudno jest jednoznacznie określić przyczynę tego zjawiska.

Średnia prędkość wiatru w półroczu chłodnym (1,68 m/s) jest nieco większa niż w półroczu ciepłym (1,54 m/s). Średnia prędkość wiatru zimą jest nieznacznie większa niż dla całego półrocza chłodnego i wynosi 1,8 m/s, natomiast latem jest nieco niższa w porównaniu z półroczem ciepłym o niecałe 0,1 m/s. Wzrost emisji zanieczyszczeń pyłowych ze źródeł antropogenicznych w półroczu chłodnym oraz częstsze inwersje termiczne sprzyjały wzrostowi koncentracji zanieczyszczeń pyłowych w powietrzu. Efektem tego są duże różnice średniego półrocznego stężenia pyłu PM_{2,5} pomiędzy oboma półroczami, pomimo zbliżonych średnich półrocznych prędkości wiatru. Zarówno w półroczu chłodnym, jak i ciepłym, największe średnie prędkości wiatru pojawiały się podczas cyrkulacji północno-zachodniej, zachodniej i północnej. Średnia roczna prędkość

kość wiatru z wymienionych kierunków wyniosła odpowiednio – 2,3, 1,8 i 1,7 m/s. Podczas wymienionych kierunków cyrkulacji odnotowano najmniejsze średnie roczne stężenia pyłu PM_{2,5} w powietrzu we wszystkich analizowanych punktach pomiarowych, zarówno w półroczu chłod-

nym, jak i ciepłym. Najmniejszą średnią prędkość wiatru w półroczu ciepłym stwierdzono podczas cyrkulacji południowo-zachodniej (1,3 m/s), południowej (1,3 m/s) i południowo-wschodniej (1,4 m/s).



Rys. 5. Stężenie pyłu PM_{2,5} w półroczu chłodnym i ciepłym w zależności od prędkości wiatru (V)
PM_{2.5} concentration in the cold and warm half year in relation to wind speed (V)

Udział cyrkulacji z kierunków: południowo-wschodniego, południowego, południowo-zachodniego oraz z kierunku wschodniego w półroczu ciepłym stanowił w analizowanym okresie 44,4% przypadków, natomiast w półroczu chłodnym wyraźnie przeważała adwekcja z kierunków: północno-zachodniego, zachodniego i południowo-zachodniego. Udział adwekcji z wymienionych kierunków stanowił w badanym okresie 51,4% przypadków. W półroczu chłodnym, podczas cyrkulacji z południowego zachodu, odnotowano najwyższe średnie stężenie pyłu PM_{2,5} w ciągu całej doby, szczególnie duże w punkcie pomiarowym przy Al. Krasińskiego. W półroczu chłodnym, podczas cyrkulacji antycyklonalnej południowo-zachodniej (SWa) przy wietrze o średniej prędkości 0,9 m/s, stwierdzono tam średnie stężenie pyłu PM_{2,5} wynoszące 104,8 µg/m³. O wiele niższe stężenie odnotowano podczas cyrkulacji SWc – 75,4 µg/m³ przy średniej prędkości wiatru 1,3 m/s. Wzrost koncentracji pyłu PM_{2,5} podczas cyrkulacji antycyklonalnej można wiązać ze zwiększoną frekwencją występowania cisz atmosferycznych w układach wyżowych. Jak wykazał Oleniacz i in. (2014) przez około 60–70% dni w roku w Krakowie występują cisie i niskie prędkości wiatru (poniżej 2 m/s), a efekt jego pozytywnego oddziaływania na jakość powietrza jest szczególnie widoczny w okresie zimowym, w szczycie sezo-

nu grzewczego. W badanym okresie średnia roczna prędkość wiatru jest przeciętnie o 1,2 razy większa podczas cyrkulacji cyklonalnej niż antycyklonalnej. Stosunek ten jest bardzo zbliżony do siebie w obu półroczach. Udział słabych wiatrów poniżej 2 m/s i cisz jest zbliżony do danych wietrznych opracowanych przez Oleniacza i in. (2014). W półroczu ciepłym wynosi on na stacji WFiIS AGH 68,2%, a w półroczu chłodnym 65,0%. Największe prawdopodobieństwo (powyżej 80%) pojawienia się słabych wiatrów i cisz w półroczu chłodnym jest związane z typami cyrkulacji atmosferycznej: SWa (91,8%), Sc (84,5%) i Sa (80,7%), natomiast w półroczu ciepłym z typami: SWa (84,6%) i Sa (81,5%). Według Palarz (2014) podczas tych typów cyrkulacji istnieje duże prawdopodobieństwo wystąpienia inwersji w warstwie 1000–925 hPa. Największe jest ono w przypadku typów SWa (85,7%) i Sa (81,1%). Adwekcja z sektora południowego może również sprzyjać intensyfikacji inwersji termicznej nad Krakowem na skutek napływu ciepłego powietrza (Niedźwiedź, Olecki 1994).

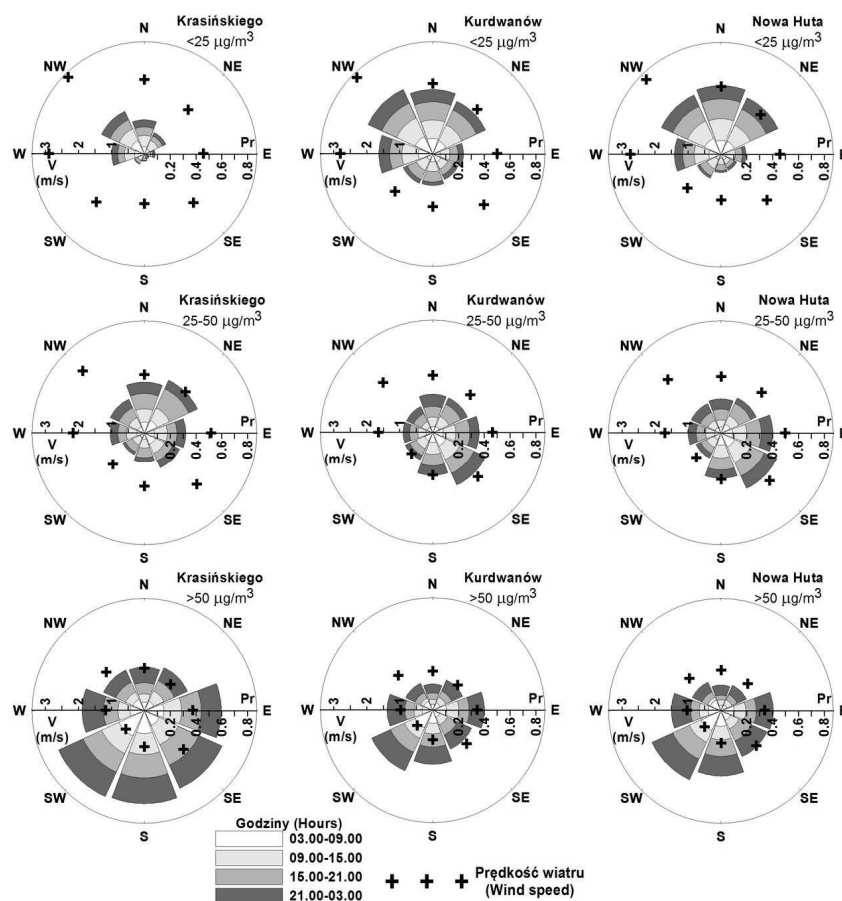
Najkorzystniejsze warunki aerosanitarne w półroczu chłodnym panowały podczas adwekcji z kierunków N, NW i W. Średnia prędkość wiatru podczas adwekcji z ww. kierunków wyniosła odpowiednio – 1,8, 2,6, 1,9 m/s, natomiast średnie półroczne stężenia pyłu, obliczone w oparciu o dane ze wszystkich trzech stacji,

wyniosły odpowiednio – 41,2, 42,3 i 42,7 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. W półroczu chłodnym przeciętne stężenie pyłu PM_{2,5} było na wszystkich punktach pomiarowych średnio większe o 1,2 razy podczas cyrkulacji antycyklonalnej w porównaniu z cyrkulacją cyklonalną.

W półroczu chłodnym podczas cyrkulacji antycyklonalnej średnie stężenia pyłu PM_{2,5} na stacjach Krasieńskiego, Kurdwanów i Nowa Huta wyniosły odpowiednio – 69,4, 51,9 i 53,6 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, natomiast podczas cyrkulacji cyklonalnej adekwatnie – 60,9, 42,6 i 43,6 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. W półroczu ciepłym na wszystkich trzech stacjach stężenia pyłu również były mniejsze podczas cyrkulacji cyklonalnej w porównaniu z antycyklonalną. W półroczu tym średnie wartości stężeń pyłu wyniosły podczas cyrkulacji antycyklonalnej: 28,5, 18,9, 20,5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, natomiast podczas cyrkulacji cyklonalnej 27,4, 16,6, 18,7 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, odpowiednio na stacjach Krasieńskiego, Kurdwanów i Nowa Huta. Uzyskane rezultaty potwierdzają

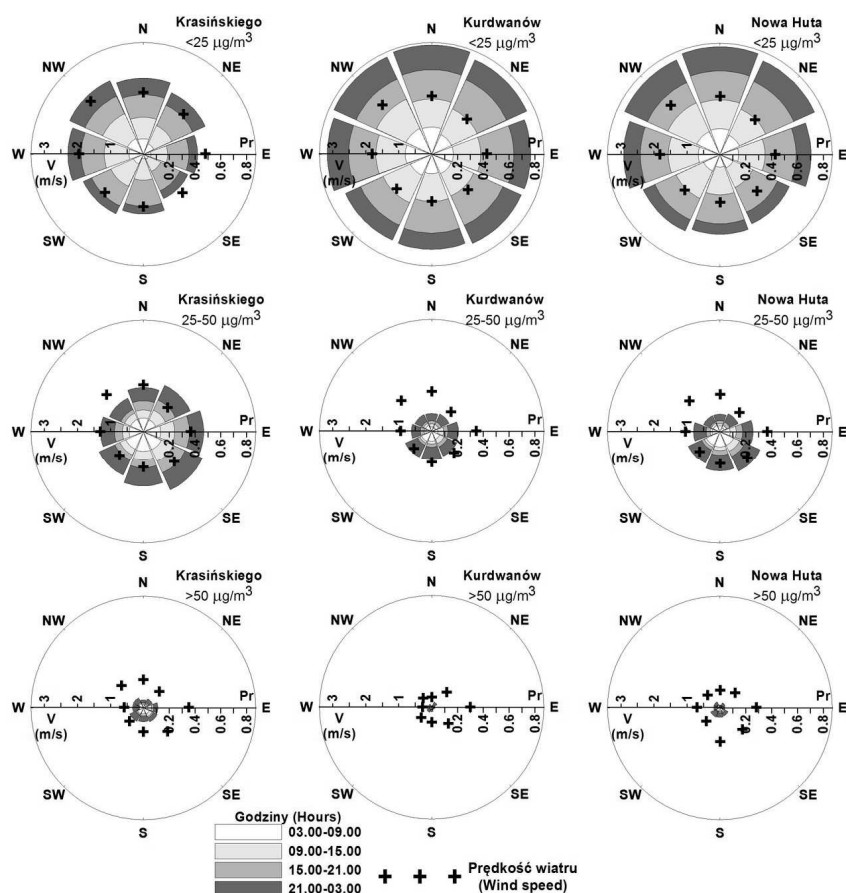
wcześniejsze wyniki analiz, iż cyrkulacja antycyklonalna sprzyja większym stężeniom pyłu w powietrzu niż cyrkulacja cyklonalna (Niedźwiedz, Olecki 1994).

Z porównania prawdopodobieństwa przekroczenia stężenia pyłu PM_{2,5} powyżej 25 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ jest ono znacznie większe w półroczu chłodnym niż ciepłym (rys. 6, 7). W półroczu chłodnym największe prawdopodobieństwo wystąpienia stężenia PM_{2,5} powyżej 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ stwierdzono podczas adwekcji z sektora południowego oraz kierunku wschodniego we wszystkich punktach pomiarowych. Największe prawdopodobieństwo tego typu zdarzeń pojawia się na stacji pomiarowej w centrum miasta przy Al. Krasieńskiego. W półroczu ciepłym prawdopodobieństwo wystąpienia tej wielkości stężenia PM_{2,5} jest o wiele mniejsze niż w półroczu chłodnym. W przypadku adwekcji z południa jest ono mniejsze o 6,7 razy, a w przypadku adwekcji z południowego zachodu o 6,3 razy.



Rys. 6. Prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia określonych stężeń pyłu PM_{2,5} w poszczególnych porach doby oraz średnia prędkość wiatru w półroczu chłodnym podczas określonych kierunków adwekcji

Conditional probability of PM_{2.5} concentration for different times of day and wind speed in the cold half year during different directions of advection



Rys. 7. Prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia określonych stężeń pyłu PM_{2,5} w poszczególnych porach doby i średnia prędkość wiatru w półroczu ciepłym podczas określonych kierunków adwekcji

Conditional probability of PM_{2.5} concentration for different times of day in the warm half year during different directions of advection

W półroczu chłodnym w ciągu dnia największe warunkowe prawdopodobieństwo pojawienia się stężenia PM_{2,5} przekraczającego $25 \mu\text{g}/\text{m}^3$ jest możliwe w godzinach nocnych, pomiędzy 21.00 a 03.00. Ta zależność odnosi się do wszystkich analizowanych stacji pomiarowych. W półroczu chłodnym największe prawdopodobieństwo tego typu przekroczeń odnotowano w punkcie pomiarowym przy Al. Krasińskiego (22,1%) i nieco mniejsze na stacji Nowa Huta i Kurdwanów, odpowiednio 19,9% i 18,3%. W półroczu ciepłym największe prawdopodobieństwo przekroczenia stężeń PM_{2,5} powyżej $25 \mu\text{g}/\text{m}^3$ w tych samych okresie doby stwierdzono na stacjach Nowa Huta i Kurdwanów (odpowiednio z prawdopodobieństwem: 10,5% i 8,5%), natomiast na stacji przy Al. Krasińskiego największe prawdopodobieństwo wystąpienia stężenia powyżej $25 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (15,3%) jest możliwe w godzinach 03.00–09.00.

Wnioski

Stężenie pyłu PM_{2,5} na obszarze o gęstej zabudowie i nasilonym ruchu samochodowym (Al. Krasińskiego) jest o wiele większe niż na stacjach pomiarowych położonych na obszarach o mniejszym udziale zabudowy miejskiej oraz w pobliżu obszarów o większym udziale zieleni i mniejszym natężeniu ruchu samochodowego. Tego typu zależność występuje w obu analizowanych półroczach.

Średnie dobowe stężenie pyłu PM_{2,5} ulega zmianie w przebiegu rocznym. Maksimum stężenia występuje w półroczu chłodnym, natomiast minimum – w półroczu ciepłym. Różnice stężenia PM_{2,5} pomiędzy półroczem chłodnym i ciepłym wynikają głównie ze wzrostu spalania węgla w paleniskach domowych oraz częstego pojawiania się niekorzystnych dla dyspersji zanieczyszczeń stanów równowagi termodyna-

micznej atmosfery w półroczu chłodnym oraz korzystnych warunków do rozwoju konwekcji w ciepłym półroczu. Pewne znaczenie może mieć też napływ zanieczyszczeń pyłowych spoza obszaru aglomeracji krakowskiej.

Dobowe maksimum koncentracji zanieczyszczeń powietrza pyłem PM_{2,5}, zarówno w skali roku, jak i w poszczególnych sezonach, obserwowano najczęściej w godzinach od 21.00 do 3.00. W tym okresie doby częściej występują sytuacje słabogradientowe oraz stany równowagi termodynamicznej atmosfery hamujące ruchy wznoszące powietrza. Dodatkowym czynnikiem zwiększającym stężenie zanieczyszczeń pyłowych w powietrzu jest ich kumulacja z godzin popołudniowych wywołana wzrostem natężenia ruchu samochodowego oraz wzrostem emisji pyłów z palenisk w chłodnej połowie roku. Drugorzędne maksimum zaznaczało się w godzinach porannych podczas nasilenia ruchu samochodowego.

W półroczu ciepłym stężenie pyłu PM_{2,5} w latach 2010–2014 było o 2,5 razy mniejsze niż w półroczu chłodnym. Najistotniejszy wpływ ma na to rozwój ruchów konwekcyjnych i mniejsza emisja ze spalania paliw w celach grzewczych i transportowych. Wskazuje na to istotny spadek koncentracji zanieczyszczeń w godzinach popołudniowych i popołudniowych.

Wpływ kierunku adwekcji na koncentrację zanieczyszczeń pyłowych według wielu opracowań wydaje się być dość istotny. Mimo porównywalnych prędkości wiatru, w chłodnym półroczu w porównaniu z półroczem ciepłym, ponadnormatywne stężenie zanieczyszczenia pyłowego PM_{2,5} jest o wiele częściej przekraczane. Świadczy to o zwiększonej emisji pyłów w chłodnej połowie roku oraz częstszych stanach równowagi termodynamicznej niesprzyjających dyspersji zanieczyszczeń.

Kwestią dyskusyjną jest niewątpliwie ocena stopnia wpływu na koncentrację pyłu zawieszonego PM_{2,5} na obszarze Krakowa zanieczyszczeń pyłowych docierającego do miasta spoza jego obszaru, emisji pyłów w obrębie miasta oraz czynników lokalnych determinujących stężenie pyłu w powietrzu. Ukształtowanie terenu sprzyja generalnie strefowemu napływowi mas powietrza. Adwekcja z sektora zachodniego sprzyja transportowi zanieczyszczeń znaną GOP-u. Z kolei mniejsza prędkość wiatru oraz występowanie inwersji termicznych sprzyjają wzrostowi koncentracji pyłu zawieszonego PM_{2,5}. Z uzyskanych wyników trudno jednoznacznie ustalić, jaki czynnik bądź czynniki mają najistotniejszy

wpływ na kształtowanie stężenia pyłu PM_{2,5} na obszarze Krakowa, gdyż często nakładają się one na siebie i bardzo trudno jest je odseparować. Oprócz prędkości wiatru i kierunku adwekcji wpływ na stężenie pyłu PM_{2,5} ma wiele innych czynników. Aby ocenić ich wpływ na stopień zanieczyszczenia powietrza konieczna jest bardziej złożona, wieloczynnikowa analiza, przeprowadzona w oparciu o jak największą liczbę danych. Wyniki badań stężenia pyłu PM_{2,5} w zależności od kierunku adwekcji i charakteru cyrkulacji atmosferycznej są bardzo zbliżone do wcześniej uzyskanych badań stężenia pyłu PM₁₀ w Krakowie, mimo, iż wykonywano je w oparciu o inne metody określania kierunku adwekcji.

Literatura

- Air Quality Standards – Environment – European Commission. ec.europa.eu. Retrieved 1 February 2015.
- Bielec-Bąkowska Zuzanna, Grażyna Knozova, Mieczysław Leśniok, Dorota Matuszko, Katarzyna Piotrowicz. 2011. „High suspended dust concentrations in Brno, Sosnowiec and Krakow (the year 2009 as an example)”. *Prace Geograficzne IGiGP UJ* 126: 67-84.
- Bokwa Anita. 2007. Zanieczyszczenie powietrza. W: Dorota Matuszko (red.) *Klimat Krakowa w XX wieku*, 187-198. Kraków: Wydawnictwo Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Bokwa Anita. 2010. Wieloletnie zmiany struktury mezo klimatu miasta na przykładzie Krakowa. Kraków: Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Bokwa Anita. 2012. Zanieczyszczenie powietrza pyłem zawieszonym PM₁₀ a sytuacje synoptyczne i warunki termiczne w Krakowie. W: Zuzanna Bielec-Bąkowska, Ewa Łupikasza, Artur Widawski (red.) *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu klimatu*, 275-286. Sosnowiec: Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.
- Dworak T. Zbigniew, Bernard Polański, Alina Ziobroń. 2000. „Zmiany elementów meteorologicznych w aglomeracjach miejskich pod wpływem zanieczyszczeń atmosferycznych (na przykładzie Krakowa)”. *Przegląd Geofizyczny XLV* (1): 63-69.
- German Krystyna. 2007. Środowisko przyrodnicze Krakowa i jego wpływ na warunki klimatyczne. W: Dorota Matuszko (red.) *Klimat Krakowa w XX wieku*, 11-18. Kraków: Wydawnictwo Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego.

- Godłowska Jolanta, Monika Hajto, Anna Tomaszewska. 2015. „Spatial analysis of air masses backward trajectories in order to identify distant sources of fine particulate matter emission”. *Archives of Environmental Protection* 41 (2): 28-35.
- Godłowska Jolanta, Anna Tomaszewska, Monika Hajto. 2008. Związek wysokości emisji zanieczyszczeń w Krakowie z warunkami w miejscowej warstwie granicznej określonymi na podstawie danych sodarowych. W: Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 455-465. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Gradziński Ryszard. 1974. „Budowa geologiczna terytorium Krakowa”. *Folia Geographica, Series Geographica-Physica* 8: 11-17.
- Jenkinson Arthur F., Peter Collison. 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62. Bracknell: Meteorological Office.
- Jędruszkiewicz Joanna. 2013. Scenariusze zmian wybranych cech klimatu Polski na lata 2021–2050 oraz 2071–2100 na podstawie regionalnych modeli klimatu. Praca doktorska.
- Kalnay Eugenia, Masao Kanamitsu, Robert Kistler, William Collins, Dennis Deaven, Lev Gandin, Mark Iredell, Suranjana Saha, Glenn White, John Woollen, Yong Zhu, Ants Leetmaa, Richard Reynolds, Muthuvel Chelliah, Wesley Ebisuzaki, Wayne Higgins, John Janowiak, Kingse C. Mo, Chester Ropelewski, Jian-Jian Wang, Roy Jenne, Joseph Dennis. 1996. „The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77: 437-471.
- Lewińska Janina. 1984. „Struktura termiczna powietrza nad Krakowem”. *Biuletyn Instytutu Kształtowania Środowiska* 3-4: 46-52.
- Milata Stanisława, 1959, „Częstotliwość inwersji względnych temperatury powietrza w Krakowie w latach 1954, 1955 i 1957”. *Przegląd Geofizyczny* IV (1): 19-37.
- Morawska-Horawska Maria. 1978. „Struktura termiczna dolnej części troposfery i jej wpływ na zanieczyszczenie powietrza w Krakowie”. *Człowiek i Środowisko* 2/1: 61-85.
- Niedźwiedź Tadeusz, Zygmunt Olecki. 1994. „Wpływ sytuacji synoptycznych na zanieczyszczenie powietrza w Krakowie”. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 96: 55-67.
- NOAA Earth System Research Laboratory, 21.12.2015. <http://www.esrl.noaa.gov/>
- Oleniacz Robert, Marek Bogacki, Mateusz Rzesutek, Agata Kot. 2014. Meteorologiczne determinanty jakości powietrza w Krakowie. W: Jan Konieczyński (red.) *Ochrona powietrza w teorii i praktyce, tom 2*, 163-178. Zabrze: Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska Polskiej Akademii Nauk.
- Palarz Angelika. 2014. „Zmienność inwersji temperatury powietrza nad Krakowem w świetle warunków cyrkulacyjnych”. *Prace Geograficzne IGI GP UJ* 138: 29-43.
- Pietras Bartłomiej. 2013. „Czynniki meteorologiczne wpływające na koncentracje aerozoli w Krakowie oraz analiza cząstek aerozoli”. W: Darmowe dane i open source w badaniach środowiska. *Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie* 2: 90-100.
- Piotrowski Piotr. 2009. „Obiektywna metoda klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej dla Polski”. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 10: 1-216.
- Raport o stanie środowiska województwa małopolskiego w 2014 roku. 2015. Biblioteka Monitoringu Środowiska.
- Realizacja Programu Ochrony Powietrza w Aglomeracji Krakowskiej. 2012. Generalna Dyrekcja Ochrony Środowiska.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 24 sierpnia 2012 r. w sprawie poziomów niektórych substancji w powietrzu (Dz. U. 2012 poz. 1031).
- Tomaszewska Anna M. 2010. Analiza zależności występowania wysokich stężeń PM10 od typów cyrkulacji Lityńskiego. W: Jan Konieczyński (red.) *Ochrona powietrza w teorii i praktyce, tom 2*, 375-387. Zabrze: Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska Polskiej Akademii Nauk.
- Walczewski Jacek. 1984. „Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad Krakowem w oparciu o wyniki akustycznego sondażu atmosfery”. *Materiały badawcze IMGW, seria Meteorologia* 9: 1-190.
- Walczewski Jacek. 1994. „Charakterystyka warstwy granicznej atmosfery nad miastem (na przykładzie Krakowa)”. *Materiały badawcze IMGW, seria Meteorologia* 22: 1-109.
- Walczewski Jacek, Jakub Łukaszewski. 1986. „Elementy klimatu Krakowa wpływające na jakość powietrza”. *Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, seria Sozologia i Sozotechnika* 22: 65-79.
- Walczewski Jacek, Maria Feleksy-Bielak, Katarzyna Dębicka, Urszula Śliwińska. 2000. „Wskaźniki meteorologicznych warunków dyspersji zanieczyszczeń powietrza i ich zmienność w Krakowie w latach 1990-1999”. *Wiadomości IMGW XXIII* (3): 13-27.
- WHO. 2005. WHO Air quality guidelines for particulate matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide. Summary of risk assessment.

Summary

Airborne particulate matter has far-reaching consequences for the environment and human health including premature mortality, hospital admissions, allergic reactions, lung dysfunction and cardiovascular diseases. Attention has been paid to particulate matter of less than 2.5 μm in diameter (PM_{2.5}) as a metric more closely associated with adverse health effects than PM₁₀. Since Kraków is one of the most polluted cities in Poland, the main goal of this paper was to study the relation between meteorological parameters such as wind speed and advection direction and the concentration of PM_{2.5} in a different time scale (daily, seasonal, annual variability).

Hourly PM_{2.5} concentration data from three air quality monitoring sites in Kraków (Kraśińskiego, Nowa Huta, Kurdwanów) were used. The anemometric data was obtained from the Vaisala automatic weather station mounted on the roof of the building of the Faculty of Physics and Applied Computer Science, University of Science and Technology.

The PM_{2.5} concentration in all of monitoring sites is characterized by a similar annual course. In the period of 2010–2014 the highest daily concentration of PM_{2.5} was observed in winter (December and January) 145 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Nowa Huta), 296 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Kurdwanów) and 356 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Kraśińskiego), while the lowest concentration from May to August (usually below 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$). Generally, the daily PM_{2.5} concentration standards of 25 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (WHO 2005) were exceeded from October to April. Furthermore, also the annual standards of 10 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (WHO) and 25 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (European Union) were exceeded

(WHO 2005; Air Quality Standards 2015). The annual mean of PM_{2.5} concentrations was 34 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Kurdwanów), 36 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Nowa Huta) i 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Kraśińskiego). The highest concentrations of particulate matter were associated with a considerable temperature decrease (below -10°C) and the occurrence of a high pressure system.

High annual variability of the PM_{2.5} concentrations is mainly due to an increase in fossil fuel combustion and frequent occurrence of stable boundary layer (which is unfavorable for pollutant dispersion) in the cold half year and favorable conditions for convection development in the warm half year. The daily maximum of PM_{2.5} concentration was observed from 9 PM to 3 AM and the second one around 9 AM. In the cold half year the concentration was 2.5 times higher than in the warm half year, primarily due the total effect of both heating (emission of fossil fuel combustion) and transport. One of the key factors for PM_{2.5} concentrations is topography which, in case of Kraków, favors western advection. Wind speed during the southwestern circulation was 1.5 times lower on average in comparison to western inflow. That has a significant impact on the reduction of PM_{2.5} concentration during the western inflow in the cold half year.

The concentration of PM_{2.5} in a densely built-up area of the city center (Kraśińskiego) is much greater than in the other two monitoring sites surrounded by green areas and less traffic. This type of relationship was found during all year, but the most pronounced differences occurred during winter time (e.g. approximately 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ for the mean hourly concentration).

**WYNIKI ROCZNEGO MONITORINGU STĘŻENIA RADONU
W POWIETRZU BUDYNKU MIESZKALNEGO
W ŁODZI NA TLE WARUNKÓW METEOROLOGICZNYCH**

**Results of 1-year monitoring of air radon concentration in a detached house
in Łódź with reference to meteorological conditions**

AGNIESZKA PODSTAWCZYŃSKA*

Zarys treści. W pracy dokonano analizy zmienności stężenia aktywności radonu (Rn-222) w powietrzu, rejestrowanego w trybie ciągłym, w domu jednorodzinnym w Łodzi, w okresie 356 dni, w latach 2014–2015. Tło meteorologiczne pomiarów Rn-222 stanowiły wartości temperatury powietrza w budynku i w warunkach zewnętrznych, sum godzinnych opadu atmosferycznego, ciśnienia atmosferycznego oraz typy cyrkulacji. Stwierdzono zmienność sezonową oraz dobową poziomu stężenia badanego radionuklidu w powietrzu uwarunkowaną sposobem użytkowania domu oraz czynnikami meteorologicznymi. Zamknięcie (nieużytkowanie) domu w lipcu 2014 roku spowodowało 5-krotny wzrost stężenia aktywności Rn-222 w stosunku do wartości średniej. Spadek temperatury powietrza w otoczeniu budynku wykazał słabą korelację dodatnią, ze wzrostem stężenia aktywności Rn-222 w domu. Zmniejszenie poziomu stężenia aktywności Rn-222 w budynku obserwowano po intensywnych opadach. Ciśnienie atmosferyczne i typ cyrkulacji nie wykazywały wpływu na poziom rejestrowanego stężenia aktywności Rn-222.

Słowa kluczowe: bioklimat domu, jakość powietrza, radon, temperatura powietrza, opady, ciśnienie atmosferyczne, Łódź

Abstract. The aim of the study was to investigate the variability of air Rn-222 concentration in a single-family detached house in Łódź with reference to indoor-outdoor air temperature differences, precipitation, air pressure and type of atmospheric circulation. Experiments comprising continuous, simultaneously measurements of meteorological elements and air Rn-222 concentration using AlphaGUARD® PQ2000 PRO (ionization chamber, diffusion mode) in the period from 20 May 2014 to 10 May 2015. A slightly positive correlation between Rn-222 levels and indoor-outdoor air temperature has been shown but the relationship with air pressure was not confirmed. The analysis indicated that rainfall can be an important meteorological controlling factor of air Rn-222 levels in houses located in an area with shallow groundwater.

Key words: bioclimate of house, air quality, radon, air temperature, precipitation, air pressure, Łódź

Wprowadzenie

Radon (Rn-222), radioaktywny gaz należący do szeregu promieniotwórczego uranu (U-238), powszechnie występuje w środowisku i jest jedną z naturalnych domieszek powietrza atmosferycznego. Źródłem Rn-222 jest litosfera, gdzie gaz ten powstaje w wyniku rozpadu radu (Ra-226), a długi czas połowicznego rozpadu (3,8 dnia) determinuje jego swobodną migrację między lito-, hydro- i atmosferą. Średnie stężenie tego gazu w atmosferze nad obszarami lądowymi jest niewielkie i wynosi przeciętnie $10 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ($1 \text{ B}\cdot\text{qm}^{-3}$ oznacza 1 przemianę jądrową w ciągu 1 sekundy w 1 m^3 powietrza) (UNSCEAR 2000; Eisenbud 1987).

W powietrzu glebowym stężenie promieniotwórcze tego gazu jest o trzy-cztery rzędy wielkości wyższe. W Polsce przeciętnie jego wartość zmienia się w zakresie $40\,000\text{--}80\,000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ (bez Dolnego Śląska), a rekordowe wartości stężenia radonu w glebie na obszarze Polski zostały zarejestrowane w okolicy Świeradowa Zdroju i Kowar, wynosząc odpowiednio $680\,000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ i powyżej $2\,000\,000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ – górny limit detekcji miernika AlphaGUARD® PQ2000 PRO (Biernacka i in. 2006; Przylibski 2015).

W wyniku zjawiska tzw. efektu kominowego, wywołanego różnicą temperatury powietrza pomiędzy wnętrzem budynków a otoczeniem, które generuje różnicę ciśnienia, Rn-222 migruje z powietrza glebowego do budynków. Do intensyfyka-

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: apodstaw@uni.lodz.pl

cji dyfuzji i konwekcji Rn-222 z gleby do pomieszczeń („zasysania” radonu przez budynki) wystarcza niewielka różnica ciśnienia, tj. rzędu kilku Pa, co jest obserwowane szczególnie w chłodnej porze roku (Nazaroff, Nero 1988). Gaz ten, niewyczuwalny zmysłami ludzkimi (bezbarwny, bezwonny, bez smaku), jest radionuklidem alfa-promieniotwórczym, o silnych właściwościach jonizujących. Jego pochodne to ciała stałe (polon Po-218, bizmut Bi-210 i ołów Pb-214), które przyłączając się do aerozoli tworzą aerozole promieniotwórcze – źródło naturalnego promieniowania jonizującego dla mieszkańców Ziemi. W świetle badań epidemiologicznych względnie małe stężenie radonu w powietrzu w budynkach, rzędu $100 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$, jest istotnym statystycznie czynnikiem wzrostu ryzyka zachorowania na nowotwór płuc u osób długoterminowo przebywających w takim środowisku zamieszkania, pracy itp. Efekt kancerogenny radonu i jego pochodnych wzrasta w przypadku działania synergicznego z innymi substancjami kancerogennymi, tj. z dymem tytoniowym, azbestem, tlenkiem azotu itd. (Zeeb, Shannoun 2009).

Dyrektywa Rady 2013/59/EURATOM (Art. 103) z 5 grudnia 2013 roku definiuje przenikanie radonu z gruntu do pomieszczeń jako sytuację narażenia istniejącego podlegającego ograniczeniom i nakłada ona obowiązek na kraje członkowskie UE opracowania do 2018 roku krajowego planu działania w przypadku długoterminowych zagrożeń wynikających z narażenia na radon w budynkach mieszkalnych, dostępnych publicznie i w miejscach pracy oraz zakłada podanie m.in. krajowych poziomów referencyjnych stężenia Rn-222 w pomieszczeniach. Przygotowywany aktualnie w Polsce krajowy plan radonowy, dostosowany do Dyrektywy EURATOM, znisie marginalizowanie zagadnienia monitorowania Rn-222 w pomieszczeniach, zwłaszcza, że w naszej strefie klimatycznej proporcja czasu ekspozycji na Rn-222 i jego radioaktywne pochodne to 80% w budynkach i 20% na wolnym powietrzu. W rocznej dawce efektywnej promieniowania jonizującego, jaką statystyczny mieszkaniec Polski otrzymuje ze źródeł naturalnych, Rn-222 stanowi ok. 40% (zblizona wartość do średniej światowej) (UNSCEAR 2000; Raport PAA 2015; Przylibski 2005).

W nakreślonym powyżej kontekście Rn-222 należy uznać za bardzo istotny czynnik determinujący jakość powietrza oraz ważny element bioklimatu pomieszczeń. Była to główna przesłanka do rozpoczęcia ciągłego monitoringu stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w domu jednorodzinnym w Łodzi.

Pomiary stężenia aktywności Rn-222 w budynkach w Polsce były podejmowane przez wielu autorów, w różnym kontekście, a dorobek publikacyjny w zakresie tej problematyki jest znaczący (m.in. Nowina-Konopka 1995; Karpińska i in. 2004a, b, 2005; Kozak i in. 2011; Olszewski, Skubalski 2011; Polednik i in. 2016; Przylibski i in. 2011; Przylibski 2015; Wysocka i in. 2004, 2010). Obszerniejsze, syntetyczne omówienie wyników badań stężenia aktywności Rn-222 w budynkach z obszaru Polski zostało przedstawione w monografii pt.: „Meteorologiczne uwarunkowania stężenia radonu w przygruntowej warstwie powietrza w środowisku miejskim i zamiejskim” (Podstawczyńska 2013).

Pomimo długoletnich badań nad radonem w budynkach ciągle unikatowy charakter mają długoterminowe, synchroniczne serie danych o dużej rozdzielczości czasowej, tj. średnie 1-godzinne stężenia aktywności Rn-222 i parametrów meteorologicznych.

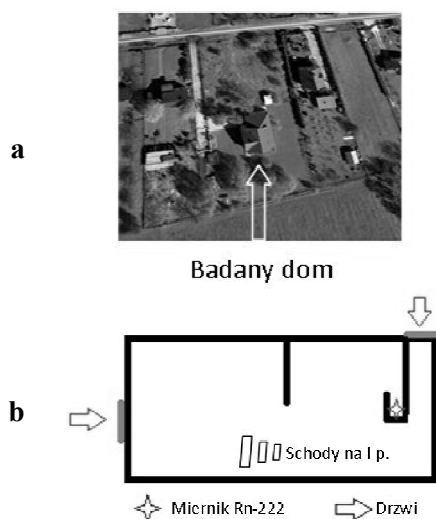
Celem niniejszego opracowania jest próba oceny wpływu czynników meteorologicznych – zmian temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego, sum opadów – na wartość stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w dwukondygnacyjnym, niepodpiwniczonym, wolnostojącym domu w okresie od maja 2014 roku do maja 2015 roku.

Material źródłowy i metoda opracowania

Bazę danych wykorzystaną w niniejszym opracowaniu stanowiły jednogodzinne średnie wartości stężenia aktywności Rn-222 rejestrowane na parterze dwukondygnacyjnego domu jednorodzinnego w Łodzi w okresie 356 dni (od 20 maja 2014 roku do 10 maja 2015 roku). Badany dom położony jest w północno-zachodniej części miasta, gdzie dominuje luźna, niska zabudowa, z dużym udziałem terenów zielonych (ul. Kąkolowa 66, $\varphi = 51^{\circ}49'11''\text{N}$, $\lambda = 19^{\circ}20'57''\text{E}$) (rys. 1a).

Do pomiarów stężenia aktywności Rn-222 wykorzystano precyzyjną aparaturę zapewniającą ciągły monitoring poziomu stężenia w trybie dyfuzyjnym (automatyczna komora jonizacyjna AlphaGUARD® PQ2000 PRO). Do metalowego wnętrza komory jonizacyjnej gaz Rn-222 przechodzi w trybie dyfuzyjnym przez filtr z włókna szklanego, który zatrzymuje m.in. zanieczyszczenia pyłowe, a także produkty rozpadu Rn-222. Elektroda centralna rejestruje impulsy elektryczne generowane przez promieniowanie jonizujące

pochodzące od Rn-222 (rejestracja prądu jonizacji), co pozwala na zmierzenie stężenia aktywności Rn-222 w komorze pomiarowej (Genitron Instruments GmbH 1998). Średnie 60-minutowe wartości stężenia aktywności Rn-222 były zapisywane w pamięci rejestratora i stanowią podstawę niniejszej analizy. Miernik AlphaGUARD® PQ2000 PRO synchronicznie rejestrował także wartości temperatury, wilgotności oraz ciśnienia powietrza. Urządzenie do pomiaru stężenia aktywności Rn-222 ustawione było niezmiennie przez okres badań w tym samym położeniu (na podłożu), na pierwszej kondygnacji (parter), z dala od okien i drzwi, w miejscu, gdzie wentylacja powietrza nie jest ograniczona (rys. 1b). Pomiary próbne przed rozpoczęciem eksperymentu we wskazanym na planie domu miejscu wykazały szybką reakcję miernika na otwarcie lub zamknięcie domu, zatem wartości rejestrowane w wybranym punkcie pomieszczenia odzwierciedlały warunki panujące na parterze budynku. Powierzchnia parteru domu to 100 m², a jego wysokość wynosi 3 m. Dwukondygnacyjny dom (parter i użytkowe poddasze), niepodpiwniczony, został zbudowany w 2004 roku z uszczelnieniem podłoża zwykłą folią, niezatrzymującą dyfuzji radonu. Jest on użytkowany przez 4-osobową rodzinę.



Rys. 1. Otoczenie badanego domu (a) i schemat pomieszczenia na parterze domu z zaznaczonym miejscem ustawienia miernika radonu AlphaGUARD® PQ2000 PRO (b)

opracowanie na podstawie: Google Maps (a),
opracowanie własne (b)

Surroundings of the analyzed house (a) and floorplan for the ground floor (b) (floor area 100 m², 3 m height) with localization of radon monitor AlphaGUARD® PQ2000 PRO

based on: Google Maps (a), own elaboration (b)

Podłoże domu stanowią osady czwartorzędowe, w skład których wchodzi piaski (warstwa 10–40 cm) na głębokości ok. 0,4–0,7 m oraz glina piaszczysta na głębokości ok. 0,7 m. Cechą środowiskową, szczególnie istotną dla migracji radonu do budynków, jest położenie zwierciadła wód gruntowych, które w przypadku badanego domu jest płytkie. Występuje bowiem już na głębokości 0,4 m w piaskach oraz na głębokości ok. 1,2 m w glinie. Duża wilgotność gruntu jest czynnikiem hamującym ekshalację Rn-222 do atmosfery (Janik 2005; Mazur 2008; Przylibski 2005).

Tło meteorologiczne dla serii wyników pomiarów stężenia aktywności Rn-222 stanowiły wartości temperatury powietrza wewnątrz budynku i w warunkach zewnętrznych, ciśnienia atmosferycznego oraz wysokość opadów atmosferycznych monitorowanych w odległej o ok. 3 km stacji meteorologicznej. W analizie wykorzystano także dzienne typy cyrkulacji atmosferycznej (cyklonalne i antycyklonalne) wyznaczone wg obiektywnej metody Piotrowskiego na podstawie kierunku wiatru geostroficznego i wirowości ścieżca (Piotrowski 2009).

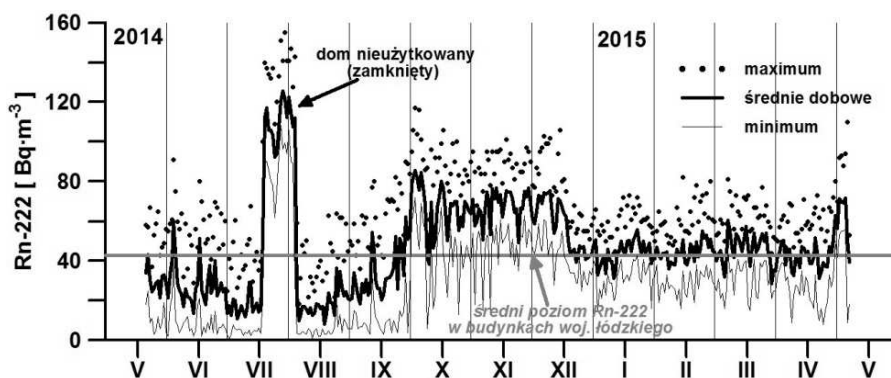
Wyniki

Średnie roczne stężenie aktywności Rn-222 w powietrzu badanego budynku, 47 Bq·m⁻³, było zbliżone do średniego poziomu krajowego i wojewódzkiego podawanego w „Radiologicznym Atlasie Polski” z 2005 roku (49 Bq·m⁻³ i 43 Bq·m⁻³ – średnia dla Polski i dla woj. łódzkiego). Według najnowszych badań stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu budynków położonych w różnych jednostkach geologicznych Polski ww. średni krajowy poziom jest wyraźnie zaniżony. Nowe dane wskazują na zakres wahań stężenia (średnia geometryczna) w budynkach mieszkalnych Polski od 112 Bq·m⁻³ (latem) do 137 Bq·m⁻³ (wiosną) (Kozak i in. 2011). Na terenie synklinorium łódzkiego średnia roczna miesięczna wartość stężenia aktywności Rn-222 w budynkach wynosi 73 Bq·m⁻³ – wg badań prowadzonych w latach 2008–2009 (Przylibski i in. 2011). W świetle powyższych, nowych danych dla obszaru Polski średnie roczne stężenie Rn-222 w powietrzu domu w Łodzi w latach 2014–2015 jest istotnie niższe.

Prawidłowością w przebiegu rocznym stężenia aktywności Rn-222 w analizowanym domu w Łodzi jest duża zmienność wartości średnich i ekstremalnych z dnia na dzień oraz zróżnicowanie sezonowe (rys. 2). W okresie użyt-

kowania domu przez 4 osoby średnie dobowe stężenie Rn-222 zmieniało się od $8 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ (w dniu 08.08.2014) do $85 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ (w dniu 03.10.2014). W prezentowanej rocznej serii danych można zauważyć zróżnicowanie sezonowe stężenia aktywności Rn-222 – najniższe zanotowano latem, przeciętnie $22 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, a najwyższe jesienią, przeciętnie $56 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. W zimie i wiosną przeciętne wartości Rn-222 były zbli-

żone do średniej dla województwa, wynosiły odpowiednio $49 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ i $46 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ (rys. 2). Podobną roczną zmienność stężenia aktywności Rn-222 z minimum w porze ciepłej i maksimum w porze chłodnej w budynkach mieszkalnych północno-wschodniej Polski przedstawiła Karpińska i in. (2004a, b, 2005) oraz opisywał Hubbard i in. (1996) dla krajów północnej Europy.



Rys. 2. Przebieg średnich, maksymalnych i minimalnych dobowych wartości stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w domu jednorodnym w Łodzi w okresie 20.05.2014–10.05.2015

Variability of average, maximum and minimum daily values of air Rn-222 concentration in the single-family detached house in Łódź in the period 20.05.2014–10.05.2015

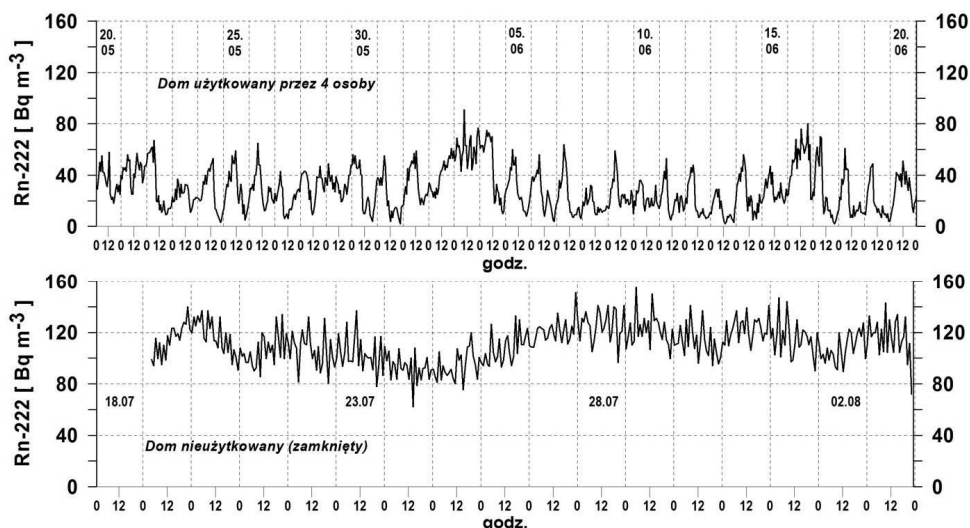
Istotny wzrost wartości ($\sim 2,5$ krotny) powyżej średniej rocznej zaobserwowano w okresie letnim, w czasie zamknięcia (nieużytkowania domu). Wówczas rejestrowane średnie dobowe stężenia aktywności Rn-222 zmieniały się od $52 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ do $125 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ (w dniach 19.07–03.08.2014) (rys. 2). Zmienność roczna 1-godzinnych średnich wartości stężenia aktywności Rn-222 podczas użytkowania domu zawierała się w zakresie $2\text{--}117 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ i $20\text{--}155 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ w domu zamkniętym (rys. 2, 3).

Dzienna zmienność stężenia aktywności Rn-222 w okresie bytowania mieszkańców była bardzo wyraźna z maksimum w nocy i minimum w dzień, a zaniknęła w okresie całkowitego zamknięcia domu na okres wakacyjny. To świadczy o istotnym wpływie wentylowania pomieszczeń (otwieranie drzwi, okien) na cykl dobowy stężenia tego radionuklidu (rys. 3). Największym zakresem wahań dobowych, rzędu $30 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, cechują się miesiące letnie oraz wrzesień. Październik, listopad i grudzień to miesiące z najwyższym poziomem stężenia aktywności Rn-222 rzędu $60\text{--}70 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ i brakiem istotnego rytmu dobowego (rys. 4).

Porównanie zmian stężenia aktywności Rn-222 z wartościami różnicy temperatury powietrza pomiędzy budynkiem a otoczeniem wykazało słabą dodatnią korelacją (współczynnik determi-

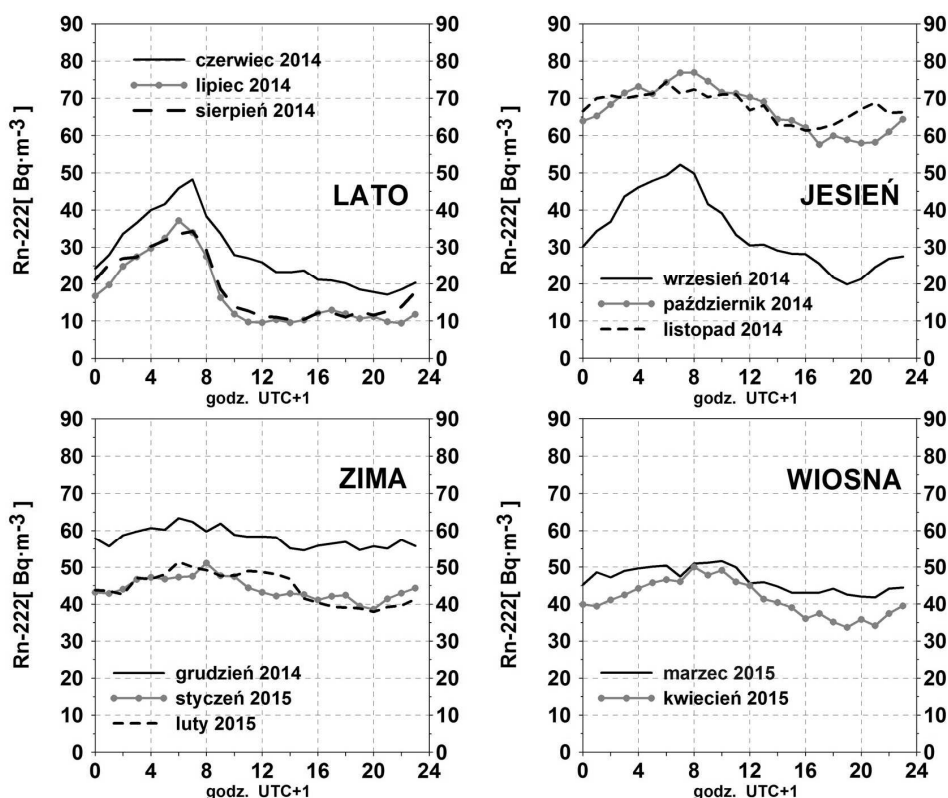
nacji $R^2 = 0,2$) (rys. 5). Najsilniejszy związek z omawianą różnicą temperatury powietrza ujawnił się jesienią i wiosną (rys. 6). Wielu autorów np. Nazaroff i Nero (1988), Marley (2001), Rowe i in. (2002), Karpińska i in. (2004a, b, 2005) wskazuje tzw. efekt kominowy (wywołany zmniejszaniem temperatury powietrza na zewnątrz budynku w stosunku do warunków termicznych panujących wewnątrz domu) za kluczowy czynnik intensyfikujący przepływ radonu z gruntu do budynku. Różnica temperatury powietrza generuje ujemną różnicę ciśnienia powietrza pomiędzy wnętrzem budynku a otoczeniem (rzędu kilku Pa), która wywołuje „zasysanie” Rn-222 z podłoża do budynkach. W opracowaniach dotyczących stężenia radonu w obiektach podziemnych przedstawiono podobne wnioski, uznając tzw. efekt kominowy i różnicę temperatury powietrza pomiędzy warunkami zewnętrznymi i panującymi w obiekcie za istotny czynnik migracji radonu (Przylibski, Piasecki 1998; Fijałkowska-Lichwa, Przylibski 2011; Fijałkowska-Lichwa 2014).

Opisywanej wyżej prawidłowości nie zaobserwowano jednak w grudniu 2014 roku w badanym domu w Łodzi. W tym okresie nastąpił wyraźny spadek stężenia aktywności Rn-222, wykazujący ujemną korelację z różnicą temperatury



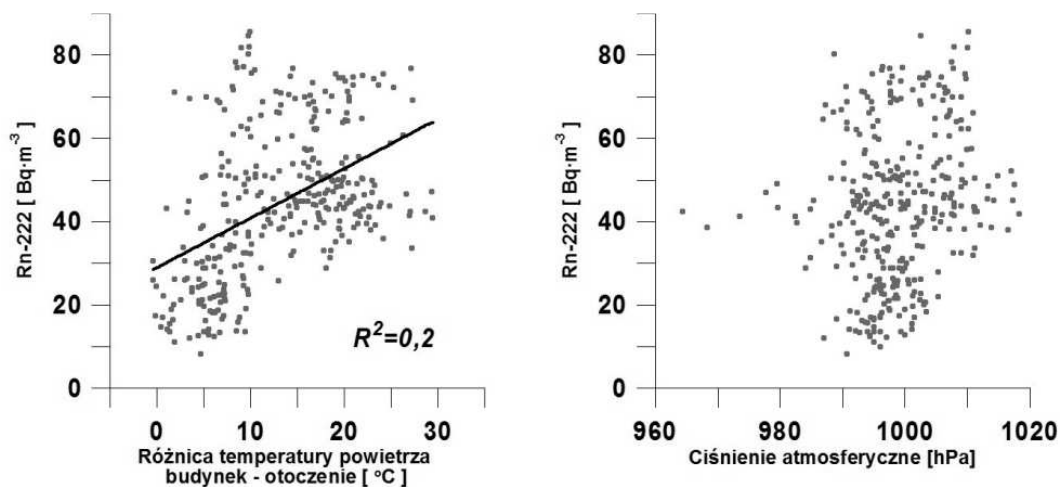
Rys. 3. Przebieg średnich godzinnych wartości stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w domu jednorodzinnym w Łodzi w okresie użytkowania domu jednorodzinnego w Łodzi przez 4 osoby (20.05.2014 –20.06.2014) oraz w okresie nieużytkowania (zamknięcia) domu (19.07.2014–03.08.2014)

Variability of average hourly values of air Rn-222 concentration in the single-family detached house in Łódź in the occupied period by 4 people (20.05. 2014–20.06.2014) and during unoccupied (closed) house (19.07.2014–03.08.2014)



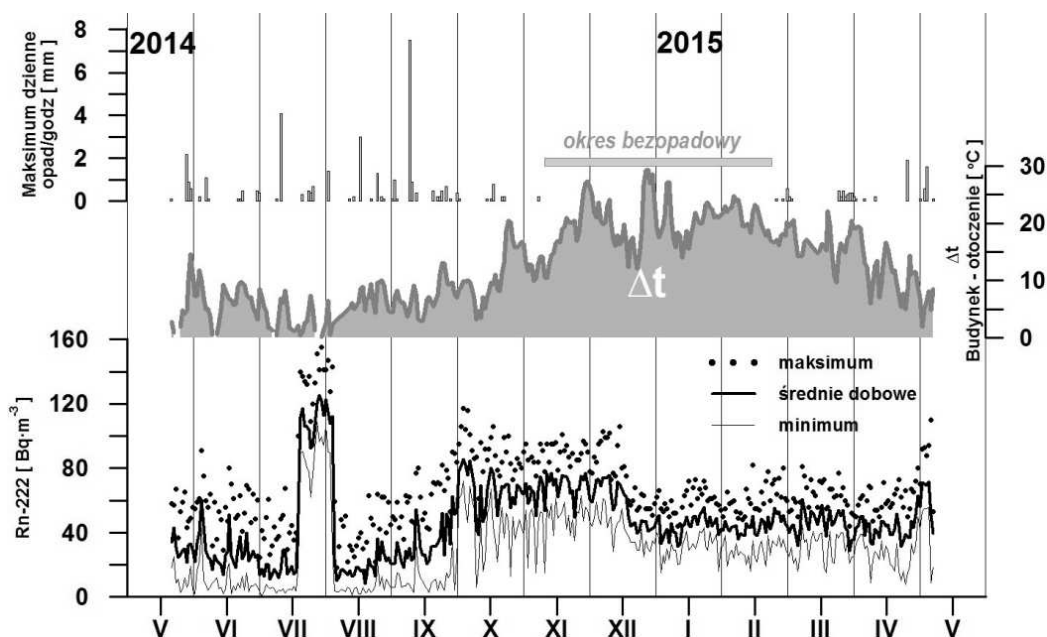
Rys. 4. Średni dobowy przebieg wartości stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w domu jednorodzinnym w Łodzi w poszczególnych miesiącach badanego okresu (od 01.06.2014 do 01.04. 2015, z serii danych wykluczono okres zamknięcia domu)

Average daily course of air Rn-222 concentration in the single-family detached house in particular months in the analyzed period (01.06.2014–01.04. 2015, Rn-222 data registered during the closed-house period was excluded)



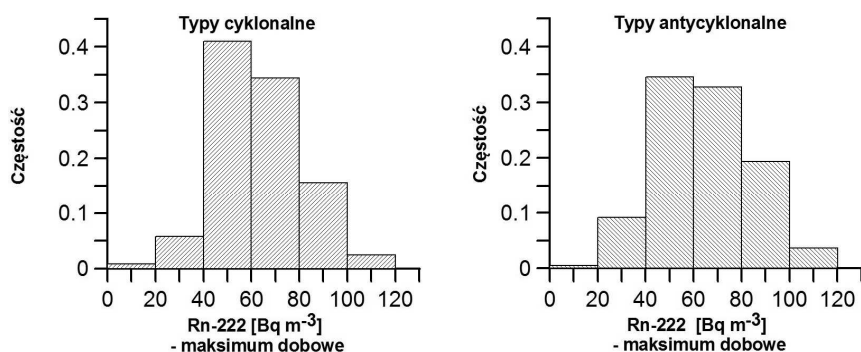
Rys. 5. Stężenie Rn-222 w powietrzu w domu jednorodzinym (średnie dobowe) w funkcji różnic temperatury powietrza między budynkiem a otoczeniem oraz w funkcji ciśnienia atmosferycznego w Łodzi w okresie 20.05.2014–10.05.2015

Indoor air Rn-222 concentration (daily averages) in the single-family detached house as a function of indoor-outdoor air temperature differences and air pressure in Łódź in the period 20.05.2014–10.05.2015



Rys. 6. Przebieg średnich, maksymalnych i minimalnych dobowych wartości stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w domu jednorodzinym w Łodzi na tle różnic temperatury między budynkiem a otoczeniem (Δt) oraz maksymalnych dobowych sum godzinnych opadów atmosferycznych w okresie 20.05.2014–10.05.2015

Variability of average, maximum and minimum daily values of air Rn-222 concentration in the single-family detached house in Łódź with reference to indoor-outdoor air temperature differences (Δt) and daily maximum of hourly sum of precipitation in the period 20.05.2014–10.05.2015



Rys. 7. Rozkład częstości maksymalnego dobowego stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w domu jednorodzinny w Łodzi w dniach z cyklonalnym i antycyklonalnym typem cyrkulacji atmosferycznej w okresie 20.05.2014–10.05.2015

Frequency distribution of indoor air Rn-222 concentration daily maximum concentration in cyclonic and anticyclonic atmospheric circulation in the single-family detached house in Łódź in the period 20.05.2014–10.05.2015

powietrza (rys. 6). Powodem zaistniałej sytuacji mogło być intensywne wykorzystywanie przez mieszkańców domu ogrzewania kominkowego, co zwiększyło wentylację pomieszczenia i mogło wpłynąć na zmniejszenie koncentracji radionuklidu w powietrzu. Ten efekt był opisywany dla domów w Szwecji przez Hubbard i in. (1996).

Kolejnym elementem pogody analizowanym w korelacji ze stężeniem Rn-222 były opady atmosferyczne. Wyniki badań wykazały wyraźny spadek stężenia aktywności Rn-222 po okresach opadowych, natomiast najwyższe stężenia aktywności Rn-222 obserwowano w okresie bezopadowym, przypadającym na miesiące jesienne i zimowe badanego okresu (rys. 6). Monitorowany dom położony jest na terenie o płytkim zwierciadle wód gruntowych (0,4–0,7 m poniżej poziomu gruntu). Jak wynika z rozważań teoretycznych woda w gruncie blokuje transport Rn-222 do atmosfery i do budynków (Tanner 1964; Przylibski 2005). Podobne wnioski zaprezentował De Francesco i in. (2010) badając stężenie aktywności Rn-222 we Włoszech w budynkach położonych na terenie o płytko występujących wodach gruntowych.

Przesłanką do analizy wpływu wartości ciśnienia atmosferycznego oraz typu cyrkulacji na poziom stężenia aktywności Rn-222 w budynku były wyniki analizy pilotażowej serii pomiarów dokonanej w Łodzi w korelacji ze zmianami ciśnienia atmosferycznego i typem cyrkulacji. Wyniki uzyskane przez Autorkę w 2007 roku (Podstawczyńska, Kozak 2008) wskazywały na wyraźny wpływ tego elementu pogody na przebieg zmian stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu w budynku. Hipoteza ta nie uzyskała potwierdzenia w świetle badań w oparciu o dane

z okresu maj 2014 – maj 2015 prowadzonych dla potrzeb niniejszego opracowania. Wykres korelacyjny nie wskazuje na istnienie zależności pomiędzy stężeniem Rn-222 a wartością ciśnienia atmosferycznego (rys. 5). Do podobnego wniosku skłaniają wyniki analizy rozkładów częstości maksymalnych dobowych wartości stężenia aktywności Rn-222 podczas typów cyrkulacji cyklonalnej i antycyklonalnej – nie odnotowano istotnych różnic między badanymi rozkładami (rys. 7).

Wnioski

Analiza rocznej, ciągłej serii 1-godzinnych wartości stężenia aktywności Rn-222 w powietrzu na parterze wolnostojącego domu jednorodzinnego (bez podpiwniczenia) w Łodzi w okresie 2014–2015 pozwoliła na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Istnieje zmienność sezonowa z minimum latem oraz maksimum jesienią.
2. Istnieje wyraźny rytm dobowy zmian stężenia aktywności Rn-222 latem oraz we wrześniu z maksimum w nocy i minimum w dzień w okresie użytkowania (wentylacji) domu oraz zanik rytmu dobowego w okresie nieużytkowania domu.
3. Brak wentylacji domu (zamknięcie okien, drzwi) podczas nieobecności mieszkańców skutkuje ~2,5-krotnym wzrostem stężenia aktywności Rn-222 w pomieszczeniach, co wskazuje na istotną rolę sposobu użytkowania pomieszczeń w kształtowaniu ich bioklimatu m.in. determinowanego przez promieniowanie jonizujące od radonu i jego pochodnych.

4. Poziom stężenia aktywności Rn-222 w budynku wykazuje słabą korelację dodatnią z różnicą temperatury powietrza pomiędzy budynkiem a otoczeniem, z wyjątkiem okresów intensyfikacji wentylacji podczas ogrzewania pomieszczenia.

5. Ujemna korelacja cechuje związek sum opadów atmosferycznych i stężenia aktywności Rn-222 w badanym domu, co wskazuje na istotną rolę uwilgotnienia gruntu dla osłabienia migracji tego gazu do budynków, szczególnie na terenie o płytkim zwierciadle wód gruntowych.

6. Analiza wartości ciśnienia atmosferycznego i typów cyrkulacji nie ujawnia związku tego elementu meteorologicznego ze stężeniem Rn-222 w badanym domu.

Wnioski płynące z przedstawionych badań wymagają potwierdzenia w oparciu o dłuższą serię obserwacyjną i większą liczbę budynków.

Prezentowana baza danych o poziomie stężenia aktywności Rn-222 w budynku na tle wybranych elementów meteorologicznych stanowi unikatowy w Polsce materiał, który może być wykorzystany do weryfikacji modelu transportu radonu do budynków, co będzie dalszym etapem prac badawczych w zakresie prezentowanej problematyki.

Autorka składa serdeczne podziękowanie mieszkańcom budynku przy ul. Kąkolowej 66 w Łodzi za udostępnienie domu do monitoringu radonu oraz okazaną pomoc. Autorka dziękuje również Mirkowi Janikowi z National Institute of Radiological Science (Chiba, Japonia) za inspirujące dyskusje.

Miernik radonu AlphaGUARD® PQ2000 PRO wykorzystany do pomiarów był finansowany przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach grantu N306 015 32/1011 w latach 2007–2010.

Zewnętrzne dane meteorologiczne wykorzystywane w analizie pochodzą z bazy danych projektu 2012/05/B/ST10/00945 finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki w Polsce.

Literatura

Biernacka Małgorzata, Krzysztof Isajenko, Paweł Lipiński, Zofia Pietrzak-Flis. 2006. Radiologiczny Atlas Polski 2005. Warszawa: Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej, Biblioteka Monitoringu Środowiska.

De Francesco Stefano, F. Pascale Tommasone, Emilio Cuoco, Dario Tedesco. 2010. „Indoor radon seasonal variability at different floors of build-

ings”. *Radiation Measurements* 45 (8): 928-934.

Dyrektywa Rady 2013/59/EURATOM, Dziennik Urzędowy Unii Europejskiej, L 13/1 z dnia 17.1.2014.

Eisenbud Merril. 1987. Environmental radioactivity: from natural, industrial and military sources. Third edition. San Diego: Academic Press.

Fijałkowska-Lichwa Lidia. 2014. „Short-term radon activity concentration changes along the Underground Educational Tourist Route in the Old Uranium Mine in Kletno (Sudety Mts., SW Poland)”. *Journal of Environmental Radioactivity* 135: 25-35.

Fijałkowska-Lichwa Lidia, Tadeusz A. Przylibski. 2011. „Short-term 222Rn activity concentration changes in underground spaces with limited air exchange with the atmosphere”. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11: 1179-1188.

Genitron Instruments GmbH. 1998. User Manual Portable Radon Monitor „AlphaGUARD”, vol. 12/98. Frankfurt: Publishers Genitron Instruments GmbH.

Hubbard Lynn M., Hans Mellander, Gun A. Swedjemark. 1996. „Studies on temporal variations of radon in Swedish single-family houses”. *Environment International* 22 (Suppl. 1): S715-S722.

Janik Mirosław. 2005. Przenikanie radonu z gruntu do budynku: modelowanie komputerowe i weryfikacja w budynkach mieszkalnych. Raport Nr 1966/AP (rozprawa doktorska). Kraków: Instytut Fizyki Jądrowej PAN.

Karpińska Maria, Zenon Mnich, Jacek Kapała. 2004a. „Seasonal changes in radon concentrations in buildings in the region of northeastern Poland”. *Journal of Environmental Radioactivity* 77 (2): 101-109.

Karpińska Maria, Zenon Mnich, Jacek Kapała, Krzysztof Antonowicz. 2004b. „Seasonal changeability of indoor radon concentrations in one-family house”. *Nukleonika* 49 (1): 33-36.

Karpińska Maria, Zenon Mnich, Jacek Kapała, Krzysztof Antonowicz, Maciej Przystalski. 2005. „Time changeability in radon concentration in one-family dwelling houses in the northeastern region of Poland”. *Radiation Protection Dosimetry* 113 (3): 300-307.

Kozak Krzysztof, Jadwiga Mazur, Beata Kozłowska, Maria Karpińska, Tadeusz A. Przylibski, Kalina Mamont-Cieśla, Dominik Grządziel, Olga Stawarz, Małgorzata Wysocka, Jerzy Dorda, Adam Żebrowski, Jerzy Olszewski, Hayk Hovhannisyan, Marek Dohojda, Jacek Kapała, Izabela Chmielewska, Barbara Kłos, Jerzy Jankowski, Stanisław Mnich, Robert Kołodziej. 2011. „Correction factors for determination of annual average radon concentration in dwellings of Poland resulting from

- seasonal variability of indoor radon". *Applied Radiation and Isotopes* 69 (10): 1459-1465.
- Marley Frederick. 2001. „Investigation of the influences of atmospheric conditions on the variability of radon and radon progeny in buildings”. *Atmospheric Environment* 35 (31): 5347-5360.
- Mazur Jadwiga. 2008. Dynamika procesu ekshalacji radonu z gruntu a parametry meteorologiczne i własności gleby. Raport Nr 2014/AP (rozprawa doktorska). Kraków: Instytut Fizyki Jądrowej PAN.
- Nazaroff William W., Anthony V. Nero jr. 1988. Radon and its decay products in indoor air. New York: Wiley.
- Nowina-Konopka Małgorzata. 1995. „Indoor radon levels in north-western Poland”. *Radiation Protection Dosimetry* 62 (4): 239-244.
- Olszewski Jerzy, Janusz Skubalski. 2011. „Stężenie radonu w wybranych budynkach mieszkalnych na terenie miasta Łodzi”. *Medycyna Pracy* 62 (1): 31-36.
- Piotrowski Piotr. 2009. „Obiektywna metoda klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej dla Polski. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 10: 1-216.
- Podstawczyńska Agnieszka. 2013. Meteorologiczne uwarunkowania stężenia radonu w przygrunтовой warstwie powietrza w środowisku miejskim i zamiejskim. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Podstawczyńska Agnieszka, Krzysztof Kozak. 2008. Preliminary results of measurements of radon (^{222}Rn) concentration in the air in Łódź. W: Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 467-476. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Polednik Bernard, Krzysztof Kozak, Jadwiga Mazur, Marzenna Dudzińska, Dominik Grządziel. 2016. „Radon and its decay products in an air-conditioned auditorium in correlation with indoor air parameters”. *Indoor and Built Environment* doi: 10.1177/1420326X15626235.
- Przylibski Tadeusz A. 2005. Radon składnik swoisty wód leczniczych Sudetów. Wrocław: Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej.
- Przylibski Tadeusz A. 2015. „Radon research in Poland: A review”. *Solid State Phenomena* 238: 90-115.
- Przylibski Tadeusz A., Jacek Piasecki. 1998. „Radon as a natural radioactive tracer of permanent air movements in the Niedźwiedzia Cave (Śnieżnik Kłodzki, Sudety Mts.)”. *Kras i Speleologia* 9: 179-193.
- Przylibski Tadeusz A., Adam Żebrowski, Maria Karpińska, Jacek Kapała, Krzysztof Kozak, Jadwiga Mazur, Dominik Grządziel, Kalina Mamont-Cieśla, Olga Stawarz, Beata Kozłowska, Barbara Kłos, Jerzy Dorda, Małgorzata Wysocka, Jerzy Olszewski, Marek Dohojda. 2011. „Mean annual ^{222}Rn concentration in homes located in different geological regions of Poland – first approach to whole country area”. *Journal of Environmental Radioactivity* 102 (8): 735-741.
- Raport PAA. 2015. Raport Roczny Działalność Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki oraz ocena stanu bezpieczeństwa jądrowego i ochrony radiologicznej w Polsce w 2014 roku. Warszawa: Państwowa Agencja Atomistyki (<http://paa.gov.pl/sites/default/files/RaportPrezesaPAA2014.pdf>).
- Rowe Jane E., Mike Kelly, Laura E. Price. 2002. „Weather system scale variation in radon-222 concentration of indoor air”. *Science of the Total Environment* 284 (1-3): 157-166.
- UNSCEAR. 2000. Annex B - Exposures from natural radiation sources. W: *Sources and effects of ionizing radiation. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation UNSCEAR 2000 Report to the General Assembly, with Scientific Anexes. Volume I: Sources*, 84-156. New York: United Nations (http://www.unscear.org/docs/publications/2000/UNSCEAR_2000_Report_Vol.I.pdf).
- Tanner Allan B. 1964. Radon migration in the ground: A review. W: John A. S. Adams, Wayne M. Lowder (red.) *The natural radiation environment*, 161-190. Chicago: University of Chicago Press.
- Wysocka Małgorzata, Stanisław Chalupnik, Jan Skowronek, Antoni Mielnikow. 2004. „Comparison between short- and long-term measurements of radon concentration in dwellings of Upper Silesia (Poland)”. *Journal of Mining Science* 40 (4): 417-422.
- Wysocka Małgorzata, Beata Kozłowska, Jerzy Dorda, Barbara Kłos, Izabela Chmielewska, Jan Rubin, Maria Karpińska, Marek Dohojda. 2010. „Annual observations of radon activity concentrations in dwellings of Silesian Voivodeship”. *Nukleonika* 55 (3): 369-375.
- Zeeb Hajo, Ferid Shannoun (red.). 2009. WHO Handbook on Indoor Radon. A Public Health Perspective. Geneva: World Health Organization Press.

Summary

1-hour average of indoor air Rn-222 concentrations were monitored for 356 days (from 20 May 2014 to 10 May 2015) in a single-family detached house. The house was built in 2004 and has two floors without a basement – ground floor and attic. The examined building is located in the north-western part of Łódź, in a residential area with a suburban type of land use (a high contribution of green areas, address: Kąkolowa

Street 66, $\varphi = 51^{\circ}49'11''\text{N}$, $\lambda = 19^{\circ}20'57''\text{E}$). The subsoil beneath the house dates back to the Quaternary and consists of a thin layer of sand (10–40 cm) at a depth of ca 0.4–0.7 m and sandy clays at a depth of ca. 0.7 m. The level of groundwater occurs shallowly in the investigated area – in the sand at a depth of 0.4–0.7 m and in the clay at a depth of 1.2 m.

The measurements of indoor air Rn-222 concentration were performed on the ground floor (floor area 100 m², 3 m height) using an automatic ionization chamber AlphaGUARD[®] PQ2000 PRO (active method of measurement, diffusion mode). The house was occupied by 4 people in the measurement period with the exception of 17 days (from 18 July 2014 to 3 August 2014).

Long-term hourly time series of indoor air Rn-222 concentration used in the study are unique in Poland. The data-base was also correlated with the values of indoor meteorological parameters such as air temperature and atmospheric pressure recorded by AlphaGUARD[®] PQ2000 PRO. Outdoor meteorological parameters (air temperature and rainfall) were obtained from a weather station located 3.3 km to the East of the house. The circulation types were distinguished objectively by a classification based on the circulation indices developed by Jenkinson and Collison (Piotrowski 2009).

The annual average daily value of indoor air Rn-222 concentration was 47 Bq·m⁻³ and it was similar to the general mean value for Poland – 49 Bq·m⁻³ and for Central Poland specifically – 43 Bq·m⁻³ (Biernacka *et al.* 2006). In the occupied house, the daily averages of air Rn-222 levels ranged from 8 Bq·m⁻³ (8 August 2014) to 85 Bq·m⁻³ (3 October 2014). During the period when the house was unoccupied (closed), the averages were higher and varied from 52 Bq·m⁻³ to 125 Bq·m⁻³, (July 2014). The fluctuations of hourly indoor air Rn-222 concentrations were in the range of 2–117 Bq·m⁻³ (occupied house) and 20–155 Bq·m⁻³ (closed house).

The average indoor Rn-222 levels in the summer were approximately twice as low as in the other seasons and amounted to 22 Bq·m⁻³. The maximum of the seasonal average of indoor Rn-222 levels occurred in autumn – 56 Bq·m⁻³. Autumn is also distinguished by the widest range of daily fluctuations in indoor air Rn-222 concentration. The described annual variability of indoor Rn-222 levels with a maximum in the cold season and a minimum in summer refers to the results

presented in the literature concerning houses in Northern Europe (e.g. Hubbard *et al.* 1996).

A number of authors emphasized that air temperature differences between the interior and exterior of buildings is a key environmental factor determining seasonal variability of indoor Rn-222 levels. The occupants' activity and construction of buildings should be analysis of the factors determining Rn-222 concentration in houses (e.g. Hubbard *et al.* 1996; Karpińska *et al.* 2004a, b, 2005; Rowe *et al.* 2002). This study generally confirms that an increase in indoor air Rn-222 concentration during a decrease in the outdoor air temperature (especially in autumn) excluding winter months (e.g. December 2014) were observed. A significant decrease of the external air temperature and intensification of the house heating caused extensive air movement and ventilation with influx of outdoor air with low radon concentration (outdoor air Rn-222 in Łódź: ca. 5 Bq·m⁻³). In the examined house the occupants used the fireplace as the heating system. This influenced the reduction of indoor air Rn-222 levels on very cold winter days. This effect was described for certain Swedish houses by Hubbard *et al.* (1996).

The present analysis indicated no clear relation between the variability of indoor air Rn-222 levels and air pressure. Investigation of the type air circulation (cyclonic and anticyclonic) and its effects on the daily maximum of indoor air Rn-222 in the house indicated a lack of significant difference in the distribution of the Rn-222 levels in the two analyzed groups of days.

The annual variability of rainfall corresponded to the annual fluctuation of indoor Rn-222 levels in the house. A decrease in the indoor Rn-222 levels was observed after rainy periods. The connection to the rainfall can be explained by the shallow groundwater levels (ca. 0.4–0.7 m below ground level) under the examined house. The groundwater is a factor restrictive for the exhalation of Rn-222 from the ground due to the so-called “capping effect”. The influence of rainfall on indoor Rn-222 levels in buildings in Southern Italy was documented by De Francesco *et al.* (2010).

The monitoring of temporal variations of radon gas indoors is fundamental for proper estimation of the annual dose of ionizing radiation. Further investigations based on the monitoring of continuous long-term Rn-222 air concentration in the house with reference to meteorological factors are needed to improve the predictive model of indoor air Rn-222 concentration.

BIOKLIMAT WYBRANYCH MIAST PASA POBRZEŻY POŁUDNIOWOBAŁTYCKICH NA PODSTAWIE UNIWERSALNEGO WSKAŹNIKA OBCIĄŻENIA CIEPLNEGO

Bioclimate of the chosen cities in the Polish Baltic Coast based on Universal Thermal Climate Index

MAREK PÓŁROLNICZAK*, KATARZYNA SZYGA-PLUTA*, LESZEK KOLENDOWICZ*

Zarys treści. W niniejszej pracy, na podstawie wskaźnika UTCI (*Universal Thermal Climate Index*), analizowano warunki bioklimatyczne wybranych miast w pasie Pobrzeży Południowobałtyckich. Dodatkowo, na podstawie danych z reanalizy meteorologicznych NCEP/NCAR dotyczących ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza oraz wysokości geopotencjalnej 500 hPa, ustalono charakterystyczne typy sytuacji synoptycznych, które odpowiadają za wystąpienie warunków z ekstremalnie gorącym i zimnym obciążeniem organizmu człowieka. Analiza częstości dni według kategorii UTCI wykazała, że w badanych miastach w ciągu roku najczęściej pojawiają się warunki z brakiem obciążeń cieplnych organizmu człowieka, natomiast spośród dni z warunkami obciążającymi przeważają te ze stresem zimna. Badanie trendów wieloletnich wykazało statystycznie istotny wzrost wartości wskaźnika UTCI w roku i sezonach. Analiza trendów dni wg kategorii wskaźnika UTCI wykazała wzrost liczby dni z warunkami stresu ciepła i stresu zimna w Świnoujściu i Łebie oraz stresu ciepła w Kołobrzegu i zimna w Helu.

Słowa kluczowe: bioklimat, UTCI, reanalizy NCEP/NCAR, Polska, obszar nadmorski

Abstract. The paper addresses the bioclimatic conditions of selected towns of the southern part of the Polish Baltic Coast on the basis of the UTCI index. Moreover, the authors, by using observational data from coastline stations, as well as reanalysis data of the mean sea level pressure and the 500 hPa geopotential height from the NCEP/NCAR, attempt to explain which synoptic situations are conducive to the occurrence of days with very strong and extreme cold or heat stress. The research proved that the lack of thermal stress occurs most frequently. Among days with aggravating conditions days with the cold stress category appear most frequently. The study of long-term trends showed a statistically significant increase in the value of the UTCI index in the year and seasons. An analysis of days by the UTCI index category trends showed an increase in the number of days with conditions of both heat and cold stress in Świnoujście and Łeba, heat stress in Kołobrzeg and cold stress in Hel.

Key words: bioclimate, UTCI index, NCEP/NCAR reanalyses, Poland, coastline

Wstęp

Bioklimat polskiego wybrzeża Bałtyku różni się od bioklimatu pozostałej części kraju. Według podziału bioklimatycznego Polski obszar ten należy do Regionu Nadmorskiego ze średnią roczną temperaturą powietrza w godzinach okołopołudniowych na poziomie średniej dla całej Polski (od 8,8 do 10,5°C). Występują tutaj najcieplejsze w kraju warunki termiczne w sezonie zimowym i jedne z najchłodniejszych w sezonie letnim. Region Nadmorski charakteryzuje się największymi w Polsce wartościami usłonecznienia (ponad 1600 godzin/rok), a także największą liczbą dni z wiatrem silnym (Błazejczyk, Kunert

2011). Klimat regionu jest w znacznej części kształtowany przez modyfikujący wpływ morza, co przejawia się przede wszystkim zmniejszeniem dobowej i rocznej amplitudy temperatury powietrza. Klimat nadmorski wyróżnia się spośród klimatów pozostałej części kraju m.in. przewagą czynników o charakterze bodźcowym związanych z większą wielkością ochładzającą powietrza spowodowaną łącznym wpływem niskiej temperatury oraz większej prędkości wiatru i wilgotności powietrza (Kozłowska-Szczęsna i in. 1997). W artykule wykorzystano dane meteorologiczne z wybranych stacji IMGW-PIB (Świnoujście, Kołobrzeg, Łeba i Hel), zatem wyniki charakteryzują warunki bioklimatyczne regionu oraz wybra-

* Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Klimatologii, ul. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: marekpol@amu.edu.pl

nych miast w skali mezoklimatycznej. W opracowaniu wykorzystano uniwersalny wskaźnik obciążenia cieplnego UTCI (*Universal Thermal Climate Index*). Jest on nowoczesnym narzędziem służącym ocenie warunków biotermicznych, ponieważ w odróżnieniu od innych wskaźników biometeorologicznych uwzględnia m.in. procesy termoregulacyjne organizmu człowieka w różnych warunkach termicznych otoczenia, co daje możliwość dokonania zobiekttywizowanej oceny warunków bioklimatycznych (Błażejczyk i in. 2013b).

W licznych pracach dokonano porównania różnych wskaźników biometeorologicznych ze wskaźnikiem UTCI (Błażejczyk i in. 2012; Brøde i in. 2013; Novak 2013; Błażejczyk i in. 2014a; Matzarakis i in. 2014; Świątek 2014; Farajzadeh i in. 2015). UTCI był wykorzystywany m.in. do oceny klimatu odczuwalnego na obszarze wybranych krajów i miast (Lindner 2011; Błażejczyk 2013; Lindner-Cendrowska 2013; Mąkosza 2013; Błażejczyk, Błażejczyk 2014; Błażejczyk i in. 2014b; Park i in. 2014), a także do zbadania związków między obciążeniem cieplnym a zmianą koncentracji zanieczyszczeń powietrza (Nidzgorzka-Lencewicz, Mąkosza 2013; Nidzgorzka-Lencewicz 2015) i umieralnością (Idzikowska 2011; Nastos, Matzarakis 2012; Błażejczyk i in. 2013a; Urban, Kysely 2014). Wskaźnik posłużył Okoniewskiej i Więclawowi (2013) do oceny zmienności wieloletniej warunków bioklimatycznych w godzinach okołopołudniowych w drugiej połowie ubiegłego wieku w Polsce. W innych pracach, na podstawie UTCI, analizowano uwarunkowania cyrkulacyjne (Nowosad i in. 2013; Bartzokas i in. 2013), a także oceniano np. klimat lokalny Kotliny Kłodzkiej (Milewski 2013). Wskaźnik UTCI był także zastosowany do oceny przydatności warunków biometeorologicznych dla potrzeb turystyki i rekreacji (Lindner-Cendrowska 2013; Rutty, Scott 2014; Świątek 2014; Kažys, Malūnavičiūtė 2015; Ge i in. 2016).

Celem pracy jest analiza warunków biometeorologicznych w wybranych miastach polskiego wybrzeża na podstawie uniwersalnego wskaźnika obciążenia cieplnego (UTCI) oraz wskazanie typów cyrkulacji atmosferycznej odpowiedzialnych za występowanie warunków z silnym, bardzo silnym i nieznośnym stresem zimna lub ciepła.

Dane i metody

Wskaźnik UTCI jest definiowany jako ekwiwalentna temperatura powietrza, przy której w warunkach referencyjnych podstawowe para-

metry fizjologiczne organizmu przyjmują takie same wartości jak w warunkach rzeczywistych. Oznacza to, że wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem zależy tylko od temperatury powietrza, przy stałym poziomie pozostałych parametrów meteorologicznych (Błażejczyk i in. 2010). UTCI oparty jest na wielowęzłowym modelu wymiany ciepła Fiali (Fiala i in. 2001). Model ten składa się z dwóch podsystemów regulacji wymiany ciepła: pasywnego i aktywnego. Podsystem pasywny uwzględnia fizyczne elementy transportu ciepła wewnątrz organizmu i na jego powierzchni. Podsystem aktywny uwzględnia natomiast fizjologiczne mechanizmy termoregulacji, które zmieniają wielkość strumienia ciepła. Danymi wejściowymi są parametry meteorologiczne i fizjologiczne. Rezultatem jest informacja o wielkości poszczególnych fizjologicznych parametrów organizmu. Wskaźnik UTCI zastępuje wielowymiarowe dane otrzymywane za pomocą modelu Fiali jednowymiarową wartością wyrażoną w °C. Wartości wskaźnika UTCI są miarą obciążeń cieplnych organizmu (tab. 1).

W opracowaniu wykorzystano dane meteorologiczne z czterech miast pasa Północno-Południowobałtyckich: Świnoujścia, Kołobrzegu, Łeby i Helu, zarejestrowane w latach 1981–2010 (rys. 1). Na podstawie pomiarów temperatury i wilgotności powietrza, zachmurzenia, ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru w programie BioKlima (Błażejczyk 2011) obliczono wskaźnik UTCI dla godzin: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 UTC.

Przedstawiono dobowy i sezonowy przebieg wartości wskaźnika UTCI dla każdego badanego miasta. Biorąc pod uwagę wartości z godziny 12 UTC analizowano częstość wystąpienia liczby dni wg obciążenia cieplnego UTCI oraz trendy roczne liczby dni w latach 1981–2010. Następnie, w celu ustalenia typowych sytuacji synoptycznych odpowiedzialnych za występowanie ekstremalnych warunków biometeorologicznych, posłużono się danymi z reanaliz meteorologicznych NCEP/NCAR dotyczących ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza oraz wysokości geopotencjalnej 500 hPa z godziny 12 UTC (Kalnay i in. 1996). Jako ekstremalne sytuacje biometeorologiczne przyjęto takie, w których wskaźnik UTCI o godzinie 12 UTC przewyższał wartość 32°C (silny, bardzo silny lub nieznośny stres ciepła) lub był niższy od -27°C (bardzo silny i nieznośny stres zimna). Dni z ekstremalnymi sytuacjami biometeorologicznymi pogrupowano metodą k-średnich biorąc pod uwagę wartości ciśnienia na poziomie morza każdego punktu siatki gridowej (2,5° x 2,5°) obszaru euroatlantyckiego

o współrzędnych: φ 40N–60N; λ 10E–30E. Dla wyznaczonych grup dni skonstruowano mapy kompozytowe anomalii i średnich wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza oraz

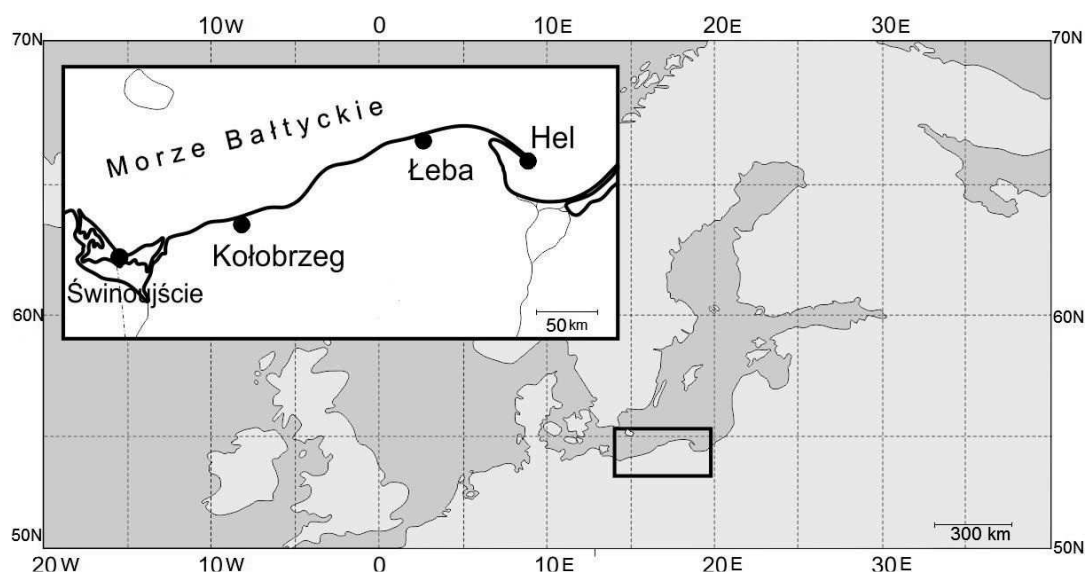
wysokości geopotencjalnej 500 hPa. Mapy kompozytowe powstały dla zachodniej (Świnoujście), centralnej (Kołobrzeg) oraz wschodniej (Hel) części pasa Półwyspy Południowobałtyckich.

Tabela 1

Skala oceny obciążeń cieplnych organizmu według wskaźnika UTCI (Błażejczyk i in. 2010)

UTCI assessment scale of heat load for humans (Błażejczyk *et al.* 2010)

UTCI (°C)	Obciążenie cieplne	Sposób przeciwdziałania
powyżej +46	nieznośny stres ciepła	niezbędne okresowe schładzanie organizmu, konieczne uzupełnianie płynów > 0,5 l/godz. Należy unikać dużego wysiłku fizycznego
+38 do +46	bardzo silny stres ciepła	konieczne okresowe korzystanie z pomieszczeń klimatyzowanych lub miejsc zacienionych, niezbędne uzupełnianie płynów > 0,5 l/godz. Należy ograniczyć wysiłek fizyczny
+32 do +38	silny stres ciepła	niezbędne uzupełnianie płynów 0,25 l/godz., pożądane korzystanie z miejsc zacienionych i okresowe zmniejszanie wysiłku fizycznego
+26 do +32	umiarkowany stres ciepła	niezbędne uzupełnianie płynów 0,25 l/godz.
+9 do +26	brak obciążeń cieplnych	fizjologiczne procesy termoregulacji są wystarczające do zachowania komfortu cieplnego
0 do +9	łagodny stres zimna	pożądane używanie rękawiczek i nakrycia głowy
-13 do 0	umiarkowany stres zimna	należy zwiększyć wysiłek fizyczny oraz chronić kończyny i twarz przed wychłodzeniem
-27 do -13	silny stres zimna	należy zwiększyć wysiłek fizyczny oraz chronić kończyny i twarz przed wychłodzeniem. Pożądane zwiększenie termoizolacyjności odzieży
-40 do -27	bardzo silny stres zimna	należy zwiększyć wysiłek fizyczny oraz chronić kończyny i twarz przed wychłodzeniem. Pożądane zwiększenie termoizolacyjności odzieży i ograniczenie czasu przebywania w terenie otwartym
poniżej -40	nieznośny stres zimna	czas przebywania ograniczyć do niezbędnego minimum. Niezbędne zwiększenie termoizolacyjności i wiatrochronności odzieży



Rys. 1. Lokalizacja wybranych stacji IMGW-PIB w pasie Półwyspy Południowobałtyckich

Location of selected IMGW-PIB stations in the Polish Baltic Coast

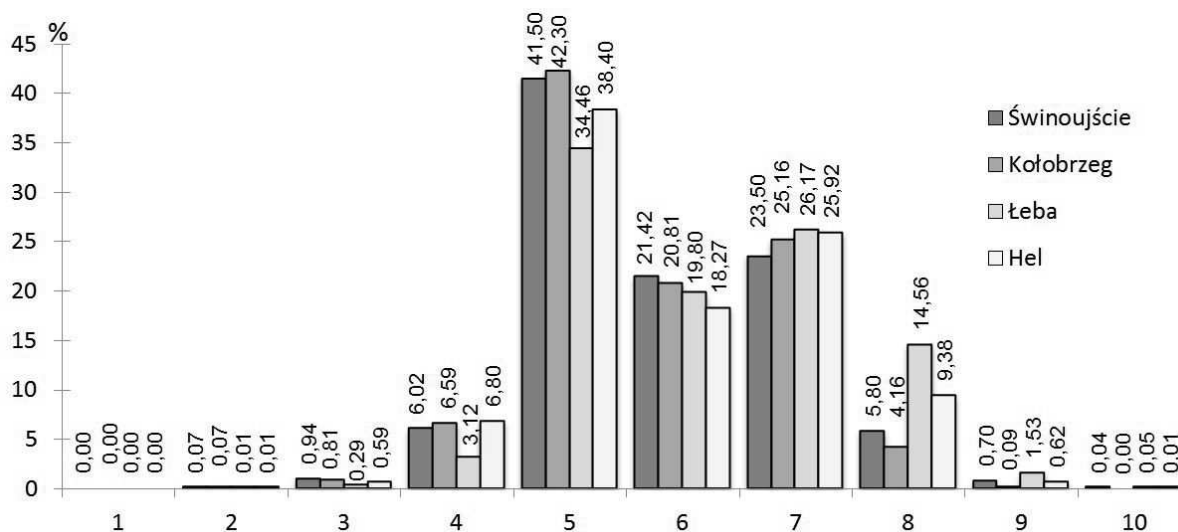
Wyniki

Warunki bioklimatyczne wg wskaźnika UTCI

W badanych miastach pojawiają się dni z niemal całego zakresu wartości UTCI. Najczęściej w każdym z miast występują dni z brakiem obciążeń cieplnych (od 35% w Łebie do 42% w Kołobrzegu; rys. 2). Spośród dni z wartością wskaźnika UTCI uznawaną za obciążającą organizm częściej odnotowuje się takie, w których pojawiają się warunki stresu zimnego, najwięcej z kategorii umiarkowanego stresu zimna (23–26% w ciągu roku) i nieco mniej z łagodnym stresem zimna (18–21%). Z kolei dni z silnym i bardzo silnym stresem zimna występują znacznie rzadziej ze zróżnicowaną częstością w badanych miejscowościach. Zwraca uwagę ich przeważająca częstość w Łebie i w Helu, gdzie pojawiają się odpowiednio w 14 i 9% dni, podczas gdy w Świnoujściu i Kołobrzegu występują z częstością jedynie

ok. 4–6%. Dni z zakresu bardzo silnego stresu zimna pojawiają się najczęściej w Łebie, gdzie stanowią ok. 1,5%, podczas gdy w pozostałych miastach występują z częstością na poziomie 0,1–0,7%. Warunki z nieznośnym stresem zimna pojawiają się w badanych miastach sporadycznie. W ciągu analizowanego trzydziestolecia odnotowano łącznie jedynie sześć takich przypadków.

Spośród dni, w których występuje stres ciepła, najczęściej pojawiają się przypadki z umiarkowanym stresem ciepła. W tej strefie kategorii wskaźnika UTCI wyjątkowo małe częstości, w stosunku do pozostałych miast (od ok. 6–7%), występują w Łebie (ok. 3%). Dni z kategorii „silnego stresu ciepła” pojawiają się w Świnoujściu, Kołobrzegu i w Helu z częstością na poziomie ok. 0,6–0,9% i wyraźnie rzadziej w Łebie, gdzie stanowią ok. 0,3% wszystkich przypadków. Dni z bardzo silnym stresem ciepła w badanych miastach wystąpiły jedynie w 16 przypadkach, a dni z nieznośnym stresem ciepła nie pojawiły się wcale (rys. 2).



Rys. 2. Częstość (%) liczby dni według kategorii wskaźnika UTCI (godz. 12 UTC) w wybranych miastach pasa Północno-wschodniego (1981–2010)

1 – nieznośny stres ciepła; 2 – bardzo silny stres ciepła; 3 – silny stres ciepła; 4 – umiarkowany stres ciepła; 5 – brak obciążeń cieplnych; 6 – łagodny stres zimna; 7 – umiarkowany stres zimna; 8 – silny stres zimna; 9 – bardzo silny stres zimna; 10 – nieznośny stres zimna

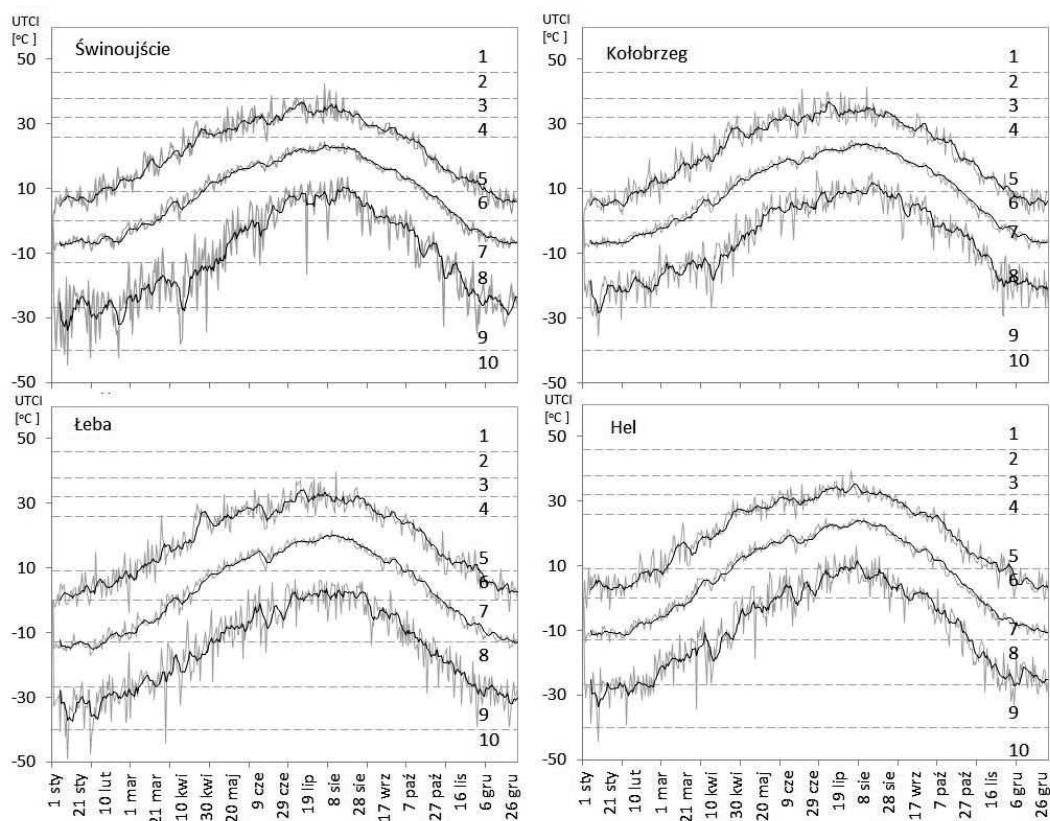
Frequency (%) of the number of days according to UTCI categories (12 UTC) in selected cities of the Polish Baltic Coast (1981–2010)

1 – extreme heat stress; 2 – very strong heat stress; 3 – strong heat stress; 4 – moderate heat stress; 5 – no thermal stress; 6 – slight cold stress; 7 – moderate cold stress; 8 – strong cold stress; 9 – very strong cold stress; 10 – extreme cold stress

Przebieg roczny średnich, maksymalnych i minimalnych dobowych wartości wskaźnika UTCI, wygładzony średnią ruchomą 7-dniową, wskazuje na występowanie szeregu istotnych różnic warunków bioklimatycznych w badanych miastach (rys. 3). Najwyraźniejsze różnice dotyczą średniego przebiegu wartości UTCI w Łebie. Okres najwyższych średnich wartości UTCI (zakresie warunków braku obciążeń cieplnych) trwa tutaj średnio od drugiej dekady maja do pierwszej dekady października, natomiast w pozostałych miastach jest znacznie dłuższy i trwa średnio od końca kwietnia do drugiej dekady października (rys. 3). Wartości maksymalne wskaźnika UTCI w tym czasie najczęściej osiągają poziom umiarkowanego stresu ciepła, podczas gdy w pozostałych miastach często wskazują zakres silnego stresu ciepła. Z kolei zimą, szczególnie w styczniu i lutym, średnie wartości wskaźnika UTCI

w Łebie przebiegają często poniżej wartości progu silnego stresu zimna, natomiast w pozostałych miastach pozostają w kategorii umiarkowanego stresu zimna.

Wspomniane wcześniej odrębności bioklimatu w Łebie, szczególnie dla okresu zimowego, można dostrzec również w przypadku analizy średnich dobowych wartości wskaźnika UTCI w przebiegu rocznym (rys. 4). Wartości wskaźnika UTCI poniżej -13°C (silny stres zimna) mogą pojawiać się tutaj niemal przez całą zimę, od połowy grudnia do drugiej dekady lutego, podczas gdy w Świnoujściu i Kołobrzegu występują jedynie w kilkunastu przypadkach, w styczniu lub lutym w godzinach nocnych. W Helu kategoria silnego stresu zimna występuje od połowy grudnia do połowy lutego, najczęściej w nocy i niemal nigdy o godzinie 12 UTC.

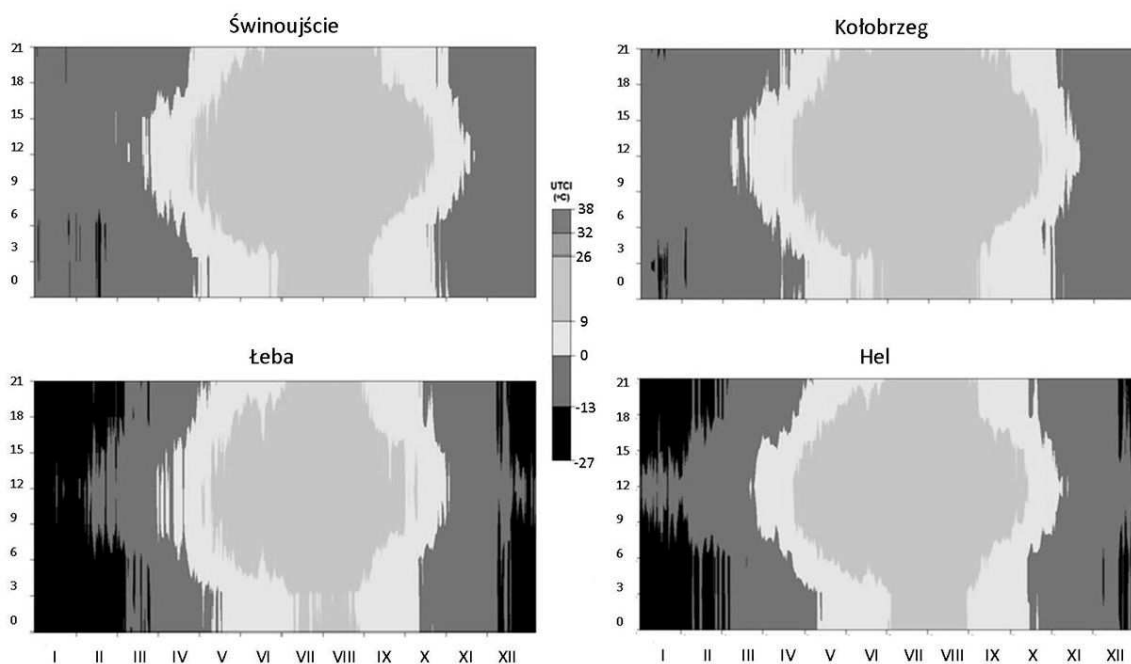


Rys. 3. Przebieg roczny średnich, maksymalnych i minimalnych wartości wskaźnika UTCI w wybranych miastach Półwyspy Południowobałtyckich (1981–2010)

1 – nieznosny stres ciepła; 2 – bardzo silny stres ciepła; 3 – silny stres ciepła; 4 – umiarkowany stres ciepła; 5 – brak obciążeń cieplnych; 6 – łagodny stres zimna; 7 – umiarkowany stres zimna; 8 – silny stres zimna; 9 – bardzo silny stres zimna; 10 – nieznosny stres zimna

Annual course of average, maximum and minimum values of the UTCI index in selected cities of the Polish Baltic Coast (1981–2010)

1 – extreme heat stress; 2 – very strong heat stress; 3 – strong heat stress; 4 – moderate heat stress; 5 – no thermal stress; 6 – slight cold stress; 7 – moderate cold stress; 8 – strong cold stress; 9 – very strong cold stress; 10 – extreme cold stress



Rys. 4. Dobowa i roczna zmienność średniej wartości wskaźnika UTCI w wybranych miastach Pobrzeży Południowobałtyckich (1981–2010)

Diurnal and annual variability of the average value of the UTCI index in selected cities of the Polish Baltic Coast (1981–2010)

Istotnym elementem oceny warunków bioklimatycznych jest ich zmienność wieloletnia, którą można kreślić na podstawie trendów zmian średniej rocznej wartości wskaźnika UTCI oraz trendów wieloletnich zmian liczby dni według kategorii wskaźnika UTCI. Obie charakterystyki oceniono na podstawie równań regresji, które pokazano w tabelach 2 i 3 oraz na rysunku 5. Analiza trendów średnich rocznych wartości

wskaźnika UTCI wykazała, że w każdym przypadku jego wartość wzrasta w podobnym tempie w Świnoujściu, Kołobrzegu i Łebie oraz mniejszym w Helu, co świadczy o tendencji warunków odczuwalnych w kierunku złagodzenia zimnych obciążeń cieplnych organizmu człowieka (rys. 5). Istotne statystycznie trendy dla sezonów potwierdziły, że zmiana ta następuje w ciągu całego roku (tab. 2).

Tabela 2

Równania regresji trendów sezonowych średnich wartości wskaźnika UTCI w wybranych miastach pasa Pobrzeży Południowobałtyckich (1981–2010)

The regression equations of seasonal trends of the average UTCI index values in selected cities of the Polish Baltic Coast (1981–2010)

Pora roku	Świnoujście	Kołobrzeg	Łeba	Hel
Wiosna	$y = 0,1528x - 0,8735$ $R^2 = 0,2893^{**}$	$y = 0,1462x - 2,1415$ $R^2 = 0,4711^{***}$	$y = 0,1085x - 3,7452$ $R^2 = 0,2127^{**}$	$y = 0,0769x - 1,7956$ $R^2 = 0,1677^*$
Lato	$y = 0,1463x - 13,262$ $R^2 = 0,4574^{***}$	$y = 0,2039x - 15,107$ $R^2 = 0,6219^{***}$	$y = 0,1075x - 11,057$ $R^2 = 0,2237^{***}$	$y = 0,089x - 13,513$ $R^2 = 0,2242^{**}$
Jesień	$y = 0,1405x + 1,3696$ $R^2 = 0,2996^{***}$	$y = 0,1457x + 3,483$ $R^2 = 0,44^{***}$	$y = 0,1466x - 2,4516$ $R^2 = 0,3521^{***}$	$y = 0,1057x - 0,5209$ $R^2 = 0,2401^{**}$
Zima	$y = 0,1882x - 12,561$ $R^2 = 0,2266^{**}$	$y = 0,0902x - 9,7795$ $R^2 = 0,1656^*$	$y = 0,1604x - 17,569$ $R^2 = 0,3841^{***}$	$y = 0,1133x - 14,759$ $R^2 = 0,1972^{**}$

istotność statystyczna trendów: * 0,05; ** 0,01; *** 0,001
the statistical significance of trends: * 0,05; ** 0,01; *** 0,001

Tabela 3

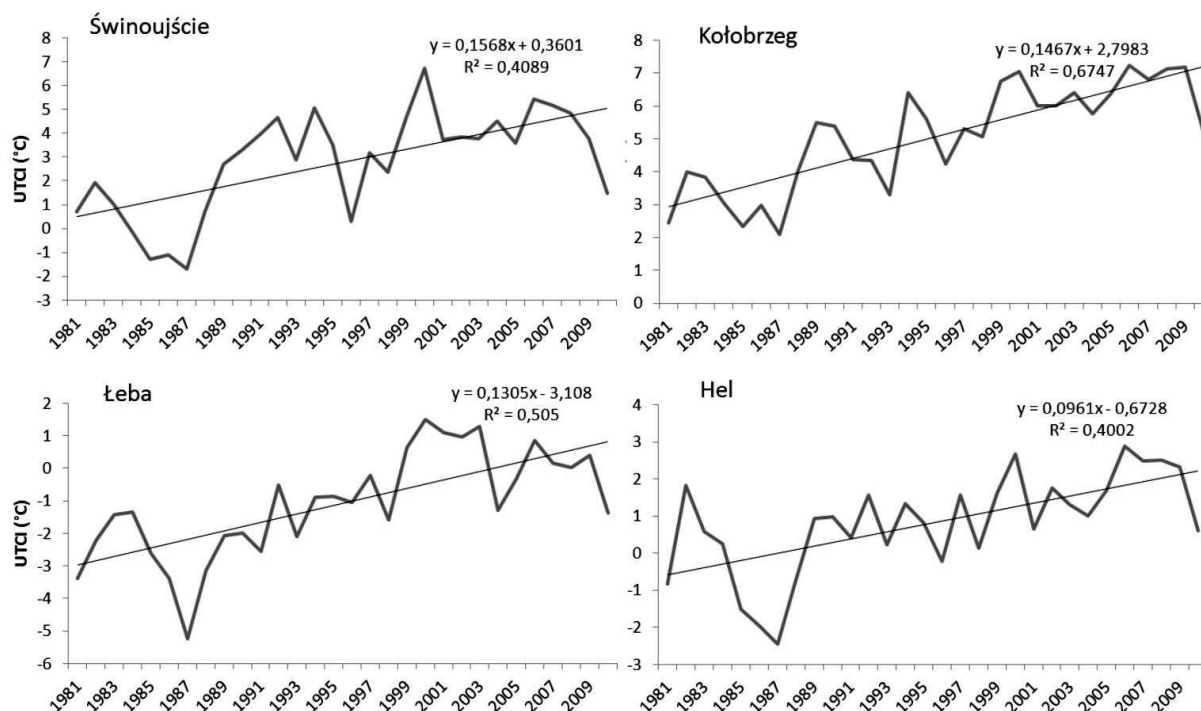
Współczynniki kierunkowe trendów rocznej liczby dni według kategorii wskaźnika UTCI o godzinie 12 UTC w wybranych miastach Pasa Wybrzeży Południowobałtyckich (1981–2010)

The coefficients of directional trends in the annual number of days according to the UTCI index categories (12 UTC) in selected cities of the Polish Baltic Coast (1981–2010)

Pora roku	Świnoujście	Kołobrzeg	Łeba	Hel
Wiosna	$y = 0,1528x - 0,8735$ $R^2 = 0,2893^{**}$	$y = 0,1462x - 2,1415$ $R^2 = 0,4711^{***}$	$y = 0,1085x - 3,7452$ $R^2 = 0,2127^{**}$	$y = 0,0769x - 1,7956$ $R^2 = 0,1677^*$
Lato	$y = 0,1463x - 13,262$ $R^2 = 0,4574^{***}$	$y = 0,2039x - 15,107$ $R^2 = 0,6219^{***}$	$y = 0,1075x - 11,057$ $R^2 = 0,2237^{***}$	$y = 0,089x - 13,513$ $R^2 = 0,2242^{**}$
Jesień	$y = 0,1405x + 1,3696$ $R^2 = 0,2996^{***}$	$y = 0,1457x + 3,483$ $R^2 = 0,44^{***}$	$y = 0,1466x - 2,4516$ $R^2 = 0,3521^{***}$	$y = 0,1057x - 0,5209$ $R^2 = 0,2401^{**}$
Zima	$y = 0,1882x - 12,561$ $R^2 = 0,2266^{**}$	$y = 0,0902x - 9,7795$ $R^2 = 0,1656^*$	$y = 0,1604x - 17,569$ $R^2 = 0,3841^{***}$	$y = 0,1133x - 14,759$ $R^2 = 0,1972^{**}$

istotność statystyczna trendów: * 0,05; ** 0,01; *** 0,001

the statistical significance of trends: * 0,05; ** 0,01; *** 0,001



Rys. 5. Przebieg średnich rocznych wartości wskaźnika UTCI w wybranych miastach Półwyspy Południowobałtyckich (1981–2010)

istotność statystyczna wszystkich trendów na poziomie 0,001

Course of the annual average UTCI index values in selected cities of the Polish Baltic Coast (1981–2010)

the statistical significance of trends 0.001

Analiza współczynników kierunkowych równań regresji dla rocznej liczby dni według kategorii UTCI wskazuje, że w Świnoujściu, Kołobrzegu i Łebie przybywa dni ze stresem

ciepła (tab. 3). W przypadku zakresu silnego stresu ciepła tempo przyrostu wynosi odpowiednio ok. 6, 5 i 3 dni na 10 lat, natomiast w przypadku umiarkowanego stresu ciepła ok. 7 (Świ-

noujście) i ok. 9 dni (Łeba) na 10 lat. Ponadto w Świnoujściu zaznacza się niewielki (ok. 1 dzień/10 lat), ale istotny statystycznie, dodatni trend liczby dni z bardzo silnym stresem ciepła. W Świnoujściu, Łebie i w Helu ubywa dni z warunkami stresu zimna. W kategorii łagodnego stresu zimna w Świnoujściu odnotowano ich spadek na poziomie ok. 9 dni/10 lat, natomiast w zakresie umiarkowanego stresu zimna w Świnoujściu, Łebie i w Helu ubywa odpowiednio ok. 0,6 i 0,9 i 0,5 dnia/10 lat. Istotny statystycznie wieloletni spadek liczby dni z silnym stresem zimna zanotowano jedynie w Łebie (ok. 2 dni/10 lat).

Sytuacje synoptyczne związane z ekstremalnie ciepłymi obciążeniami cieplnymi organizmu

Ekstremalnie ciepłe obciążenie cieplne organizmu w Świnoujściu ($UTCI > 32^{\circ}\text{C}$) w badanym okresie występowały przy rozkładzie ciśnienia nad Europą generującym napływ ciepłego powietrza nad obszar badań z południa (rys. 6). Wyróżnić można dwie grupy sytuacji barycznej odpowiedzialnej za bardzo duże wartości wskaźnika UTCI. W pierwszej z nich centrum układu wysokiego ciśnienia o wartości powyżej 1020 hPa zalega bezpośrednio nad północno-wschodnią granicą Polski i obwodem kaliningradzkim. O napływie ciepłej masy powietrza z południa świadczą charakterystycznie ugięte i uniesione o około 120 m w stosunku do średniego położenia izohipsy oznaczające wysokość zalegania geopotencjału 500 hPa (rys. 6, G I). W grupie drugiej napływ ciepłego powietrza nad Polskę powoduje układ wysokiego ciśnienia z centrum położonym na północny wschód od naszego kraju oraz niż z centrum nad Szkocją. Podobnie jak w poprzednio opisanej grupie wysokość geopotencjału 500 hPa nad obszarem badań jest wyższa niż średnio o ponad 80 m, a układ izohips również jednoznacznie wskazuje południową adwekcję ciepła (rys. 6, G II).

W Kołobrzegu ekstremalne wartości wskaźnika UTCI występowały w identycznych warunkach rozkładu ciśnienia atmosferycznego i wysokości geopotencjału 500 hPa jak w Świnoujściu. Również w tym przypadku wyróżniono dwie grupy sytuacji odpowiedzialnych za adwekcję ciepła z sektora południowego. W grupie pierwszej napływ ciepła powodował wyż z centrum obejmującym północno-wschodnią Polskę oraz obwód kaliningradzki, a w drugiej układ wysokiego ciśnienia z centrum położonym na północ-

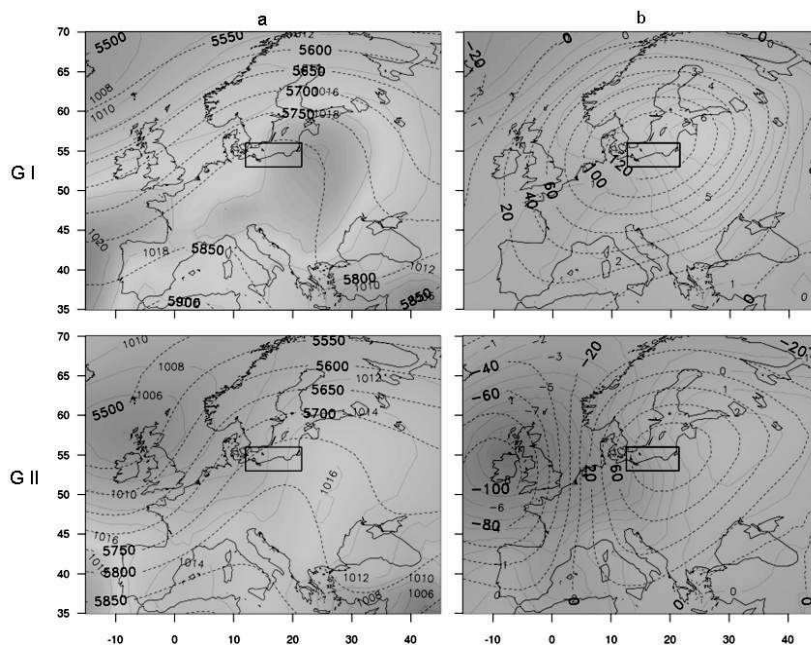
ny wschód od granic Polski wraz z niżem, którego centrum zalegało nad Szkocją. Zarówno wartości ciśnienia na poziomie morza, wysokości zalegania geopotencjału 500 hPa, jak i ich kształt oraz anomalie w dniach z ekstremalnymi dodatnimi wartościami wskaźnika UTCI są bardzo podobne w Świnoujściu oraz Kołobrzegu (rys. 7).

Również dla Helu ekstremalne dodatnie wartości analizowanego wskaźnika występowały w niemal identycznych warunkach rozkładu ciśnienia na poziomie morza oraz przy podobnej wysokości zalegania geopotencjału 500 hPa nad Europą Środkową jak w Świnoujściu oraz Kołobrzegu. W analizowanym przypadku wyróżniają się również dwie grupy sytuacji barycznych powodujących adwekcję ciepła z południa docierającego nad znaczną część Europy. W jednej grupie są sytuacje z układem wysokiego ciśnienia z centrum zlokalizowanym na północny wschód od Polski, a w drugiej występuje układ niżu oraz wysokiego ciśnienia zlokalizowany podobnie jak w poprzednio opisanych przypadkach (rys. 8).

Sytuacje synoptyczne związane z ekstremalnie zimnymi obciążeniami cieplnymi organizmu

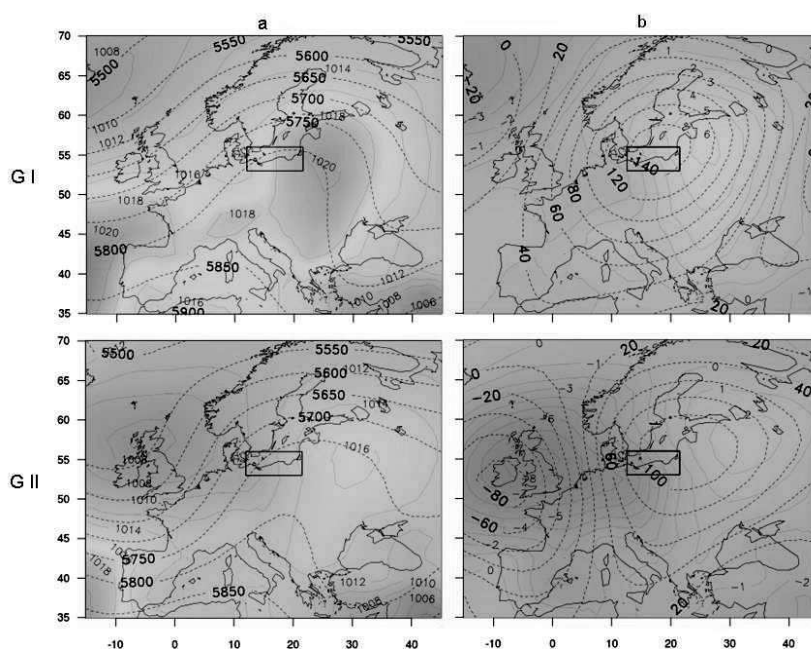
Ekstremalnie zimne obciążenia cieplne organizmu może w Świnoujściu wystąpić przy trzech różnych typach rozkładu ciśnienia na poziomie morza nad obszarem Europy. W pierwszej z nich bardzo rozległy i silny wyż z ciśnieniem w centrum wynoszącym ponad 1036 hPa zalega nad obszarem Bałtyku oraz znaczną częścią Skandynawii, powodując wschodnią adwekcję chłodnego powietrza nad obszar Europy Środkowej. O wschodniej adwekcji chłodu świadczy charakterystyczne ugięcie ku zachodowi nad znaczną częścią Europy izolinii określających wysokość geopotencjału 500 hPa oraz ich anomalie wynoszące około -50 m nad obszarem badań (rys. 9, G I).

W drugiej grupie dni z ekstremalnie niskimi wartościami wskaźnika UTCI, układ niskiego ciśnienia z centrum położonym na północny wschód od granic Polski powodował wystąpienie adwekcji powietrza z sektora północno-wschodniego. W tym czasie nad obszarem badań zalegała chłodna masa powietrza, na co wskazuje obniżenie powierzchni geopotencjału nad obszarem badań o niemal 250 m w stosunku do warunków średnich oraz charakterystyczne ugięcie izohips geopotencjału w kierunku południowo-wschodnim (rys. 9, G II).



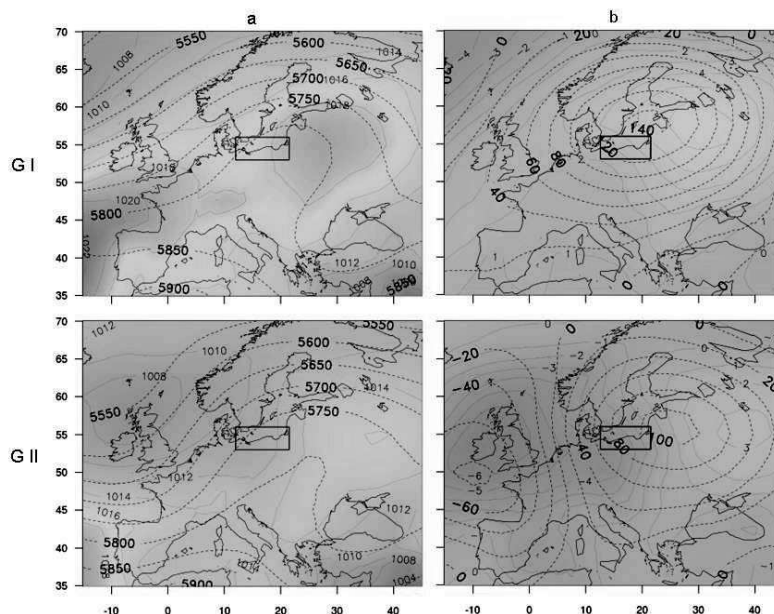
Rys. 6. Świnoujście – średnie wartości SLP i geopotencjału 500 hPa (a) i ich anomalie (b) dla dni z UTCI > 32°C wg wyznaczonych grup (G I, G II)

Świnoujście – average values of SLP and the 500 hPa geopotential height (a) and their anomalies (b) for days with the UTCI > 32°C by designated groups (G I, G II)



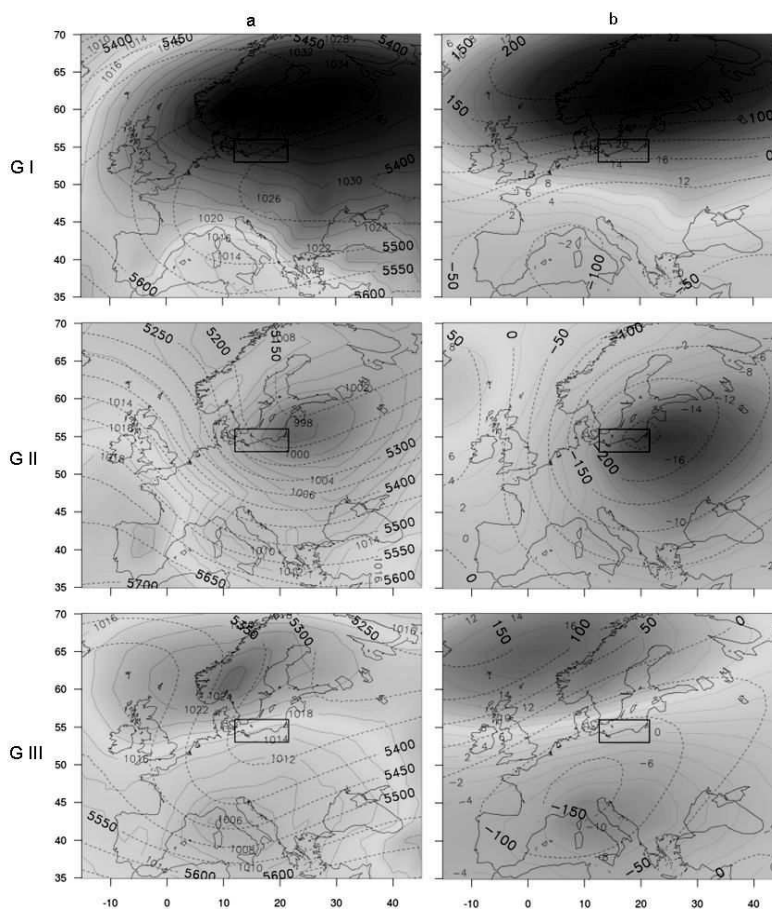
Rys. 7. Kołobrzeg – średnie wartości SLP i geopotencjału 500 hPa (a) i ich anomalie (b) dla dni z UTCI > 32°C wg wyznaczonych grup (G I, G II)

Kołobrzeg – average values of SLP and the 500 hPa geopotential height (a) and their anomalies (b) for days with the UTCI > 32°C by designated groups (G I, G II)



Rys. 8. Hel – średnie wartości SLP i geopotencjału 500 hPa (a) i ich anomalie (b) dla dni z UTCI > 32°C wg wyznaczonych grup (G I, G II)

Hel – average values of SLP and the 500 hPa geopotential height (a) and their anomalies (b) for days with the UTCI > 32°C by designated groups (G I, G II)



Rys. 9. Świnoujście – średnie wartości SLP i geopotencjału 500 hPa (a) i ich anomalie (b) dla dni z UTCI < -27°C wg wyznaczonych grup (G I, G II, G III)

Świnoujście – average values of SLP and the 500 hPa geopotential height (a) and their anomalies (b) for days with the UTCI < -27°C by designated groups (G I, G II, G III)

Trzecią grupę stanowiły dni z wyraźną północno-wschodnią adwekcją mas powietrza nad obszar badań, spowodowaną współdziałaniem układu wyżowego z centrum o wartościach ciśnienia wynoszących ponad 1024 hPa, który zalegał nad obszarem południowo-zachodniej Skandynawii oraz ośrodka niskiego ciśnienia z centrum o wartościach poniżej 1006 hPa nad Półwyspem Apenińskim. Obszar badań znajdował się w strefie lekko obniżonej, w stosunku do średniej wysokości geopotencjału 500 hPa (rys. 9, G III).

W Kołobrzegu wyróżniono również trzy grupy dni ze specyficznym rozkładem ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza nad obszarem Europy powodującego ekstremalnie niskie wartości wskaźnika UTCI. Zwraca uwagę znaczne podobieństwo, zarówno rozkładu ciśnienia, jak i wysokości zalegania powierzchni izobarycznej 500 hPa w wyróżnionych grupach, do opisanych dla Świnoujścia. W grupie pierwszej obszar badań objęty był skrajem głębokiego układu wyżowego z centrum o wartości ciśnienia powyżej 1036 hPa, zalegającym na wschód od Morza Bałtyckiego (rys. 10, G I).

W drugiej grupie dni układ niżowy z centrum o wartościach ciśnienia poniżej 1000 hPa znajdował się nad Bałtykiem, powodując północno-zachodni przepływ powietrza nad obszarem badań. W tym czasie położenie powierzchni geopotencjału 500 hPa było znacznie niższe niż w warunkach średnich, co świadczy o niskich wartościach temperatury masy powietrza nad południową częścią Morza Bałtyckiego (rys. 10, G II).

Trzecią grupę stanowiły dni, w których wschodnia adwekcja chłodnych mas powietrza nad Polskę spowodowana była współdziałaniem wyżu z centrum nad Skandynawią i niżu z centrum nad południową częścią Europy. O napływie chłodnej masy powietrza nad obszar badań świadczy m.in. charakterystyczne ugięcie izolinii oznaczających wysokość geopotencjału 500 hPa oraz obniżenie jego wysokości w stosunku do warunków średnich o ponad 150 m (rys. 10, G III).

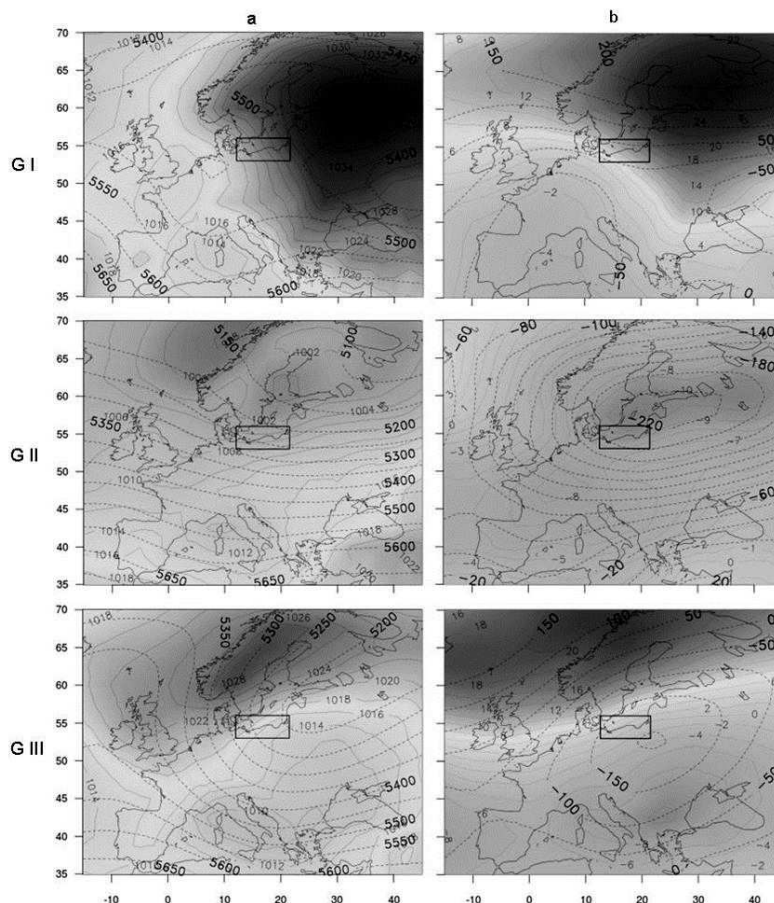
Ekstremalnie chłodne obciążenia cieplne organizmu w Helu występują w dwóch grupach dni, charakteryzujących się specyficznym rozkładem pola ciśnienia nad obszarem Europy. W grupie pierwszej obszar badań, podobnie jak w przypadku Kołobrzegu, położony jest na skraju układu wysokiego ciśnienia z centrum zlokalizowanym na wschód od Morza Bałtyckiego i z ciśnieniem powyżej 1032 hPa. Układ wyżowy powoduje napływ kontynentalnych mas powietrza nad obszar badań z południowego wschodu (rys. 11, G I). W drugiej

grupie dni układ niskiego ciśnienia generujący zachodnią adwekcję mas powietrza nad obszar badań znajduje się w rejonie Bałtyku i Skandynawii. Bałtyk Południowy w tym czasie znajduje się w zasięgu oddziaływania chłodnej masy powietrza, o czym świadczy ujemna wartość anomalii wysokości geopotencjału 500 hPa wynosząca poniżej –160 m (rys. 11, G II).

Wnioski

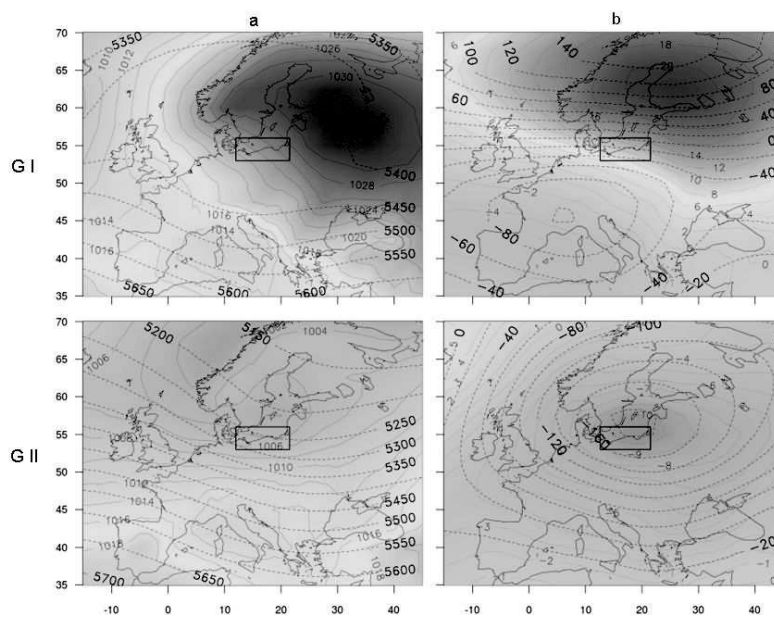
Na podstawie wartości wskaźnika UTCI z godziny 12 UTC można stwierdzić, że w badanych miastach najczęściej występują dni z brakiem obciążeń cieplnych (od 35% w Łebie do 42% w Kołobrzegu). Spośród dni z wartością wskaźnika UTCI uznawaną za obciążającą organizm największą jest dni z kategorii umiarkowanego stresu zimna (23–26% w ciągu roku) i nieco mniej z łagodnym stresem zimna (18–21%). Dni z silnym i bardzo silnym stresem zimna pojawiają się w badanych miastach znacznie rzadziej i ze zróżnicowaną częstością. Zdecydowanie częściej występują w Łebie i w Helu (14 i 9% dni) niż w Świnoujściu i Kołobrzegu (ok. 4–6%). Częstość dni ze stresem zimna w Łebie znacznie odbiega od tej notowanej w pozostałych miastach, szczególnie ze względu na dni z zakresu bardzo silnego stresu zimna, które pojawiają się tutaj zdecydowanie częściej (ok. 1,5%) niż w Świnoujściu, Kołobrzegu i Helu (0,1–0,7%). Dni z nieznośnym stresem zimna występują w badanych miastach niezwykle rzadko (łącznie jedynie 6 przypadków w latach 1981–2010). Warunki biometeorologiczne w Łebie wyróżniają się również pod względem częstości dni z umiarkowanym i silnym stresem ciepła, które pojawiają się tam odpowiednio w ok. 3 i 0,3% przypadków, podczas gdy w pozostałych miastach stanowią odpowiednio 6–7 i 0,6–0,9%.

Dynamika zmian obciążeń cieplnych w badanych miastach, według średnich rocznych wartości wskaźnika UTCI, wynosi od +0,9 do +1,5°C/10 lat. Na podstawie corocznej zmienności liczby dni według przyjętych kategorii wskaźnika UTCI można stwierdzić, że w Świnoujściu, Kołobrzegu i Łebie przybywa dni ze stresem ciepła. W zakresie silnego stresu ciepła tempo tego przyrostu wynosi odpowiednio ok. 6, 5 i 3 dni/10 lat, a w zakresie umiarkowanego stresu ciepła ok. 7 (Świnoujście) i ok. 9 (Łeba) dni/10 lat. W Świnoujściu, w tempie 1 dzień/10 lat, przybywa również warunków z bardzo silnym stresem ciepła.



Rys. 10. Kołobrzeg – średnie wartości SLP i geopotencjału 500 hPa (a) i ich anomalie (b) dla dni z UTCI < -27°C wg wyznaczonych grup (G I, G II, G III)

Kołobrzeg – average values of SLP and the 500 hPa geopotential height (a) and their anomalies (b) for days with the UTCI < -27°C by designated groups (G I, G II, G III)



Rys. 11. Hel – średnie wartości SLP i geopotencjału 500 hPa (a) i ich anomalie (b) dla dni z UTCI < -27°C wg wyznaczonych grup (G I, G II)

Hel – average values of SLP and the 500 hPa geopotential height (a) and their anomalies (b) for days with the UTCI < -27°C by designated groups (G I, G II)

W Świnoujściu, Łebie i Helu ubywa dni ze stresem zimna. Dni z łagodnym stresem zimna w Świnoujściu jest mniej o ok. 9 dni/10 lat, a dni zakresu umiarkowanego stresu zimna w Świnoujściu, Łebie i Helu ubywa w tempie odpowiednio ok. 0,6 i 0,9 i 0,5 dnia/10 lat. Spadek liczby dni z silnym stresem zimna zanotowano jedynie w Łebie (ok. 2 dni/10 lat).

Analiza sytuacji synoptycznych wykazała, że warunki ekstremalnego stresu ciepła (UTCI > 32°C) na całym obszarze Pobrzeży Południowobałtyckich występują przy rozkładzie ciśnienia nad Europą generującym napływ ciepłych mas powietrza z południa. Występują dwie grupy sytuacji barycznych odpowiedzialne za taki kierunek adwekcji. W pierwszej – centrum wysokiego ciśnienia (> 1020 hPa) leży nad północno-wschodnią granicą Polski, a o napływie ciepłej masy powietrza z południa świadczą ugięte i uniesione o około 120–140 m w stosunku do średniego położenia izohipsy wysokości geopotencjału 500 hPa. W drugiej grupie napływ ciepłego powietrza nad Polskę powoduje układ wysokiego ciśnienia, którego centrum położone jest na północny wschód od naszego kraju i niż z centrum nad Szkocją. Podobnie jak w przypadku pierwszego typu sytuacji wysokość geopotencjału 500 hPa nad obszarem badań zalega wyżej niż średnio, w tym przypadku o ponad 80 m.

Przypadki ekstremalnego stresu zimna (UTCI < -27°C) w centrum i na wschodzie pasa Pobrzeży Południowobałtyckich powodowane są trzema, a na zachodzie tego obszaru dwoma charakterystycznymi typami sytuacji synoptycznych. W pierwszej z nich rozległy wyż z ciśnieniem w centrum na poziomie 1032–1036 hPa zalega nad obszarem Bałtyku i częścią Skandynawii. Taki układ powoduje adwekcję zimnego powietrza ze wschodu, na co wskazuje niższe od średniej zaleganie wysokości geopotencjalnej 500 hPa o ok. 50 metrów. Drugi typ sytuacji synoptycznych sprzyjający występowaniu warunków z ekstremalnym stresem zimna wyróżnia się układem niskiego ciśnienia z centrum na północny wschód od Polski. Powoduje ono adwekcję zimnego powietrza z sektora północno-wschodniego, na co wskazuje obniżenie powierzchni geopotencjału nad obszarem badań o niemal 250 m w stosunku do warunków średnich, oraz charakterystyczne ugięcie izohips geopotencjału w kierunku południowo-wschodnim. Trzecia grupa sytuacji synoptycznych dotyczy obszaru Świnoujścia i Kołobrzegu. W tym przypadku wyraźna północno-wschodnia adwekcja mas powietrza spowodowana jest współdziałaniem układu wyżowego z centrum

leżącym nad Skandynawią (o wartościach ciśnienia ponad 1024 hPa) oraz ośrodka niskiego ciśnienia z centrum nad Półwyspem Apenińskim.

Literatura

- Bartzokas Aristides, Christos J. Lolis, Pavlos A. Kassomenos, Glenn R. McGregor. 2013. „Climatic characteristics of summer human thermal discomfort in Athens and its connection to atmospheric circulation”. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13 (12): 3271-3279.
- Błażejczyk Krzysztof. 2011. *BioKlima – Universal Tool for Bioclimatic Thermophysiological Studies*. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, <http://www.igipz.pan.pl/Bioklima-zgik.html> [20 maja 2015].
- Błażejczyk Krzysztof. 2013. „Distribution of Universal Thermal Climate Index (UTCI) in Warsaw”. *Geographia Polonica* 86 (1): 79-80.
- Błażejczyk Krzysztof, Anna Błażejczyk. 2014. „Assessment of Bioclimatic Variability on Regional and Local Scales in Central Europe Using UTCI”. *Scientific Annales of “Alexandru Ioan Cuza” University of Iasi – Geography series* 60 (1): 67-82.
- Błażejczyk Krzysztof, Anna Kunert. 2011. *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*. Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 13. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego. Wyd. 2.
- Błażejczyk Krzysztof, Jarosław Baranowski, Anna Błażejczyk. 2014a. „Heat stress and occupational health and safety – spatial and temporal differentiation”. *Miscellanea Geographica – Regional Studies on Development* 18 (1): 61-67.
- Błażejczyk Krzysztof, Peter Broede, Dusan Fiala, George Havenith, Ingvar Holmér, Gerd Jendritzky, Bernhard Kampmann. 2010. „UTCI – nowy wskaźnik oceny obciążeń cieplnych człowieka”. *Przegląd Geograficzny* 82 (1): s. 49-71.
- Błażejczyk Krzysztof, Yoram Epstein, Gerd Jendritzky, Henning Staiger, Birger Tinz. 2012. „Comparison of UTCI to selected thermal indices”. *International Journal of Biometeorology* 56 (3): 515-535.
- Błażejczyk Krzysztof, Danuta Idzikowska, Anna Błażejczyk. 2013a. „Forecast changes for heat and cold stress in Warsaw in the 21st century, and their possible influence on mortality risk”. *Papers on Global Change IGBP* 20 (1): 47-62.
- Błażejczyk Krzysztof, Gerd Jendritzky, Peter Bröde, Dusan Fiala, George Havenith, Yoram Epstein,

- Agnieszka Psikuta, Bernhard Kampmann. 2013b. „An introduction to the Universal Thermal Climate Index (UTCI)”. *Geographia Polonica* 86 (1): 5-10.
- Błażejczyk Krzysztof, Magdalena Kuchcik, Anna Błażejczyk, Paweł Milewski, Jakub Szmyd. 2014b. „Assessment of urban thermal stress by UTCI – experimental and modelling studies: an example from Poland”. *Die Erde* 145 (1-2): 16-33.
- Bröde Peter, Eduardo L. Krüger, Dusan Fiala. 2013. „UTCI: Validation and practical application to the assessment of urban outdoor thermal comfort”. *Geographia Polonica* 86 (1): 11-20.
- Farajzadeh Hassan, Mohammad Saligheh, Bohloul Alijani, Andreas Matzarakis. 2015. „Comparison of selected thermal indices in the north-west of Iran”. *Natural Environment Change* 1 (1): 1-20.
- Fiala Dusan, Kevin J. Lomas, Martin Stohrer. 2001. „Computer prediction of human thermoregulatory and temperature responses to a wide range of environmental conditions”. *International Journal of Biometeorology* 45 (3): 143-159.
- Ge Quansheng, Qinqin Kong, Jianchao Xi, Jingyun Zheng. 2016. „Application of UTCI in China from Tourism Perspective”. *Theoretical and Applied Climatology* DOI 10.1007/s00704-016-1731-z.
- Idzikowska Danuta. 2011. „Związki między umiernością a UTCI w Paryżu, Rzymie, Warszawie i Budapeszcie”. *Prace i Studia Geograficzne* 47: 311-318.
- Kalnay Eugenia, Masao Kanamitsu, Robert Kistler, William Collins, Dennis Deaven, Lev Gandin, Mark Iredell, Suranjana Saha, Glenn White, John Woollen, Yong Zhu, Ants Leetmaa, Richard Reynolds, Muthuvel Chelliah, Wesley Ebisuzaki, Wayne Higgins, John Janowiak, Kingse C. Mo, Chester Ropelewski, Jia Wang, Roy Jenne, Dennis Joseph. 1996. „The NCEP/ NCAR 40-Year Reanalysis Project”. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3): 437-471.
- Kažys Justas, Ieva Malūnavičiūtė I. 2015. „The Evaluation of Summer Beaching Conditions on the Baltic Sea Coast Using the UTCI Index”. *International Journal of Climate Change: Impacts and Responses* 7 (4): 41-59.
- Kozłowska-Szczęśna Teresa, Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk. 1997. *Bioklimatologia człowieka: metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*. Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 1. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego.
- Lindner Katarzyna. 2011. „Assessment of sensible climate in Warsaw using UTCI”. *Prace i Studia Geograficzne* 47: 285-291.
- Lindner-Cendrowska Katarzyna. 2013. „Assessment of bioclimatic conditions in cities for tourism and recreational purposes (A Warsaw case study)”. *Geographia Polonica* 86 (1): 55-66.
- Matzarakis Andreas, Stefan Muthers, Frank Rutz. 2014. „Application and comparison of UTCI and PET in temperate climate conditions”. *Finisterra* 49 (98): 21-31.
- Mąkosza Agnieszka. 2013. „Bioclimatic conditions of the Lubuskie Voivodeship”. *Geographia Polonica* 86 (1): 37-46.
- Milewski Paweł. 2013. „Application of the UTCI to the local bioclimate of Poland’s Ziemia Kłodzka region”. *Geographia Polonica* 86 (1): 47-54.
- Nastos Panagiotis T., Andreas Matzarakis. 2012. „The effect of air temperature and human thermal indices on mortality in Athens, Greece”. *Theoretical and Applied Climatology* 108 (3): 591-599.
- Nidzgorska-Lencewicz Jadwiga. 2015. „Variability of human-biometeorological conditions in Gdańsk”. *Polish Journal of Environmental Studies* 24 (1): 215-226.
- Nidzgorska-Lencewicz Jadwiga, Agnieszka Mąkosza. 2013. „Assessment of bioclimatic conditions within the area of Szczecin agglomeration”. *Meteorologische Zeitschrift* 22 (5): 615-626.
- Novak Martin. 2013. „Use of the UTCI in the Czech Republic”. *Geographia Polonica* 86 (1): 21-28.
- Nowosad Marek, Beata Rodzik, Sylwester Wereski, Mateusz Dobek. 2013. „Universal Thermal Climate Index in Lesko and Lublin and its circulation determinants”. *Geographia Polonica* 86 (1): 29-36.
- Okoniewska Monika, Mirosław Więclaw. 2013. „Zmienność wieloletnia warunków bioklimatycznych w II połowie XX wieku w Polsce w godzinach okołopołudniowych na podstawie uniwersalnego wskaźnika obciążenia cieplnego”. *Journal of Health Sciences* 3 (15): 116-131.
- Park Sookuk, Stanton E. Tuller, Myunghee Jo. 2014. „Application of Universal Thermal Climate Index (UTCI) for microclimatic analysis in urban thermal environments”. *Landscape and Urban Planning* 125: 146-155.
- Rutty Michelle, Daniel Scott. 2014. „Thermal Range of Coastal Tourism Resort Microclimates”. *Tourism Geographies: An International Journal of Tourism and Space, Place and Environment* 16 (3): 346-363.
- Świątek Małgorzata. 2014. „Seasonal variability of climatic conditions for tourism and recreation along the southern coast of The Baltic Sea”.

Bulletin of Geography – Physical Geography Series 7: 57-80.

Urban Aleš, Jan Kyselý. 2014. „Comparison of UTCI with other thermal indices in the assessment of heat and cold effects on cardiovascular mortality in the Czech Republic”. *International Journal of Environmental Research and Public Health* 11 (1): 952-967.

Summary

The paper addresses the bioclimatic conditions in selected cities of the Polish Baltic Coast on the basis of the *Universal Thermal Climate Index* UTCI (Fig. 1). Moreover, the authors, by using observational data from coastline stations, as well as reanalysis data of the mean sea level pressure and the 500 hPa geopotential height from the NCEP/NCAR, attempt to explain which synoptic situations are conducive to the occurrence of days with very strong and extreme cold or heat stress. As extreme biometeorological situations the authors considered those in which the UTCI index at 12 UTC exceeded the value of 32°C (strong, very strong or extreme heat stress) and was lower than -27°C (very strong and extreme cold stress). The research proved that the lack of thermal stress occurs most frequently (Fig. 2). However, among the days with the aggravating conditions, days with the cold stress

category appear most frequently. An analysis of the diurnal, seasonal, and annual variability of the mean UTCI values in the selected cities was also conducted (Figs 3, 4). The study of long-term trends showed a statistically significant increase in the value of the UTCI index in the year and seasons (Fig. 5, Tab. 2). An analysis of the days by the UTCI index category trends showed an increase in the number of days with the conditions of both heat and cold stress in Świnoujście and Łeba, heat stress in Kołobrzeg, and cold stress in Hel (Tab. 3). The investigation of the synoptic situations showed that the extremely warm heat stress categories (UTCI > 32°C) occur in the distribution of pressure over Europe generating the influx of warm air masses from the south. There are two groups of situations responsible for such a direction of advection (Figs 6, 7, 8). Extreme cold thermal stress categories (UTCI < -27°C) in the center and east of the Polish coast are caused by three, and in the west of this area, by two distinctive types of synoptic situation (Figs 9, 10, 11). The first system causes advection of cold air from the east. The second type of synoptic situation favors the advection of cold air from the north-eastern sector. The third group of synoptic situations with a distinct north-eastern advection affects the area of Świnoujście and Kołobrzeg.

SYTUACJE METEOROTROPOWE W RZESZOWIE

The meteorotropic situations in Rzeszów

KATARZYNA KUDŁACZ*, DOROTA MATUSZKO**

Zarys treści. Celem pracy jest charakterystyka zmienności występowania sytuacji meteorotropowych w Rzeszowie w latach 2001–2012. Na podstawie analizy wybranych sytuacji meteorotropowych, takich jak: sytuacje cyklonalne, fronty atmosferyczne, burze oraz zjawiska fenowe, dokonano oceny budożowości klimatu Rzeszowa. W opracowaniu wykorzystano Kalendarz typów cyrkulacji ... (Niedźwiedz 2013) oraz dane meteorologiczne ze stacji Rzeszów-Jasionka, a także badania ankietowe. Obliczono częstość występowania dni charakterystycznych o określonych wartościach progowych: dni mroźne ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) i upalne ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$), fale upałów, dni parne, noce gorące ($t_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$), dni z dobową amplitudą powietrza $> 12^{\circ}\text{C}$ ($t_{\max} - t_{\min} > 12^{\circ}\text{C}$) i ze zmianami temperatury powietrza z dnia na dzień $> 6^{\circ}\text{C}$ ($\Delta t_{\text{sr}} > 6^{\circ}\text{C}$), a także dni z niedoborem bezpośredniego promieniowania słonecznego oraz ze znacznymi wahaniami ciśnienia atmosferycznego. Analiza wykazała, iż dla meteoropatów najbardziej niekorzystną porą roku w Rzeszowie jest lato, z uwagi na obciążające warunki termiczno-wilgotnościowe, kształtowane przez układy niskiego ciśnienia atmosferycznego, a także przechodzące z dużą częstością fronty chłodne i towarzyszące im burze. Powyższe wyniki zostały potwierdzone przez badania ankietowe przeprowadzone w latach 2013–2015 wśród mieszkańców Rzeszowa.

Słowa kluczowe: bioklimat miast, sytuacje meteorotropowe, Rzeszów

Abstract. The main objective of the paper is to determine the variability in the occurrence of meteorotropic situations in Rzeszów, in the years 2001–2012. An assessment of the bioclimate of Rzeszów was performed according to the analysis of the selected meteorotropic situations, including cyclonic situations, atmospheric fronts, storms and dry winds, such as the Föhn. The calendar with the circulation types (Niedźwiedz 2013), the database from meteorological station Rzeszów-Jasionka and questionnaire surveys were used in this thesis. The study took into account the characteristic days, such as frosty days ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$), very hot days ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$), heat waves, sultry days, hot nights ($t_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$), days with a daily amplitude of air temperature greater than 12°C ($t_{\max} - t_{\min} > 12^{\circ}\text{C}$), days with more than a 6°C change in air temperature from the previous day ($\Delta t_{\text{sr}} > 6^{\circ}\text{C}$), days with insolation deficit and days with high fluctuations of air pressure. The research indicated that the most meteorotropic season of the year in Rzeszów is summer, due to its very adverse thermal-moisture conditions. During the warm half of the year, the weather is influenced by cyclonic situations, moving fronts and frequently occurring storms. The study also presents the results of the questionnaire, which confirms that the most meteorotropic season of the year is summer (June, July and August).

Key words: bioclimate of cities, meteorotropic situations, Rzeszów

Wprowadzenie

Badania dotyczące bioklimatu miast są ciągle aktualne i ważne, gdyż liczba mieszkańców obszarów zurbanizowanych nieustannie rośnie, a, jak wskazują wyniki opracowań bioklimatycznych, mieszkańcy miast mają obniżoną zdolność adaptacyjną do dużych zmian wartości poszczególnych elementów meteorologicznych, ze względu na osłabienie mechanizmów przystosowawczych oraz wydolikacenie organizmu na skutek długotrwałego przebywania w sztucznie

wytworzonym mikroklimacie pomieszczeń (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004). Szczególnie niekorzystne dla zdrowia ludzi są sytuacje meteorotropowe, takie jak niskie ciśnienie, przechodzenie frontów atmosferycznych i adwekcje mas powietrza o kontrastowych cechach fizycznych, pogoda burzowa i sytuacje fenowe, podczas których obserwuje się subiektywne dolegliwości u ludzi zdrowych oraz nasilenie obiektywnych objawów chorobowych u większości chorych (Błażejczyk, Kozłowska-Szczęśna 2008; Matuszko, Piotrowicz 2012).

* Instytut Rozwoju Miast w Krakowie, ul. Cieszyńska 2, 30-015 Kraków; e-mail: kkudlacz@irm.krakow.pl

** Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; e-mail: d.matuszko@uj.edu.pl

Celem niniejszej publikacji jest charakterystyka zmienności występowania sytuacji meteorotropowych w Rzeszowie.

Materiały źródłowe i metoda

Do analizy sytuacji meteorotropowych wykorzystano Kalendarz typów cyrkulacji ... (Niedźwiedz 2013). Oceny zmienności sytuacji meteorotropowych dokonano na podstawie charakterystyki występowania układów niżowych, przechodzenia frontów atmosferycznych, burz, potencjalnych warunków fenowych oraz analizy liczby dni charakterystycznych o określonych wartościach progowych. Uwzględniono także wyniki badań ankietowych, które odzwierciedlały subiektywne odczucia mieszkańców podczas nagłych zmian warunków pogodowych. W opracowaniu wykorzystano wyniki pomiarów z lat 2001–2012 ze stacji synoptycznej Rzeszów-Jasionka oraz badania ankietowe przeprowadzone w latach 2013–2015. Baza danych meteorologicznych pochodziła ze strony internetowej OGIMET (<http://www.ogimet.com/>).

Dni mroźne, upalne oraz noce tropikalne rozpatrywano na podstawie temperatury maksymalnej z godziny 06 UTC oraz 18 UTC. Do wyznaczenia fali upałów przyjęto założenie, iż jest to okres minimum trzech dni z temperaturą maksymalną w ciągu doby powyżej 30°C. Dni z dużą dobową amplitudą temperatury powietrza (powyżej 12°C) wyliczono na podstawie różnicy pomiędzy maksymalną i minimalną wartością temperatury. Zmienność temperatury z dnia na dzień przekraczającą 6°C obliczono jako różnicę pomiędzy temperaturą średnią dobową w danym dniu i dniu poprzednim (Kossowska-Cezak i in. 2000).

W celu dokonania analizy częstości występowania dni parnych, wyliczono wartość rzeczywistego ciśnienia pary wodnej, stosując wzór ze strony internetowej: National Weather Service Southern Region Headquarters (<http://www.srh.noaa.gov/>), z uwzględnieniem temperatury punktu rosy:

$$e = 6,11 \cdot 10^{\left(\frac{7,5 \cdot T_d}{237,3 + T_d} \right)} \quad (1)$$

Następnie, na podstawie wyliczonych wartości ciśnienia pary wodnej, wykorzystano kryterium Scharlau'a ($e \geq 18,8$ hPa) do wyznaczenia dni parnych (Dubaniewicz i in. 1988).

Za dzień z niedoborem bezpośredniego promieniowania słonecznego przyjęto przypadek, w którym średni stopień pokrycia nieba

chmurami, wyliczony na podstawie pomiarów z następujących godzin obserwacyjnych: 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC, osiągnął wartość 8/8.

Do analizy częstości występowania dni z odczuwalnymi wahaniami ciśnienia atmosferycznego uwzględniono zmiany ciśnienia z dnia na dzień z godziny 12 UTC oraz zmian w ciągu dnia z godzin – 03 UTC, 06 UTC, 09 UTC, 12 UTC, 15 UTC, 18 UTC, 21 UTC. Jeżeli różnica ciśnienia była równa lub wyższa niż 8 hPa, klasyfikowano dany dzień jako silnie bodźcowy.

Wyznaczono także częstość występowania sytuacji fenowych na podstawie pomiarów kierunku (135°–225°) i prędkości (powyżej 4 m·s⁻¹) wiatru, zmian ciśnienia atmosferycznego pomiędzy kolejnymi godzinami pomiarowymi o co najmniej 2 hPa, spadku wilgotności względnej powietrza z dnia na dzień o ponad 10%, wzrostu z dnia na dzień średniej dobowej temperatury o co najmniej 3°C, oraz obserwacji występowania chmur *Alto-cumulus* lub *Stratocumulus lenticularis*.

Badania ankietowe posłużyły do określenia subiektywnych odczuć mieszkańców Rzeszowa podczas występowania wybranych sytuacji meteorotropowych. Ankiety przeprowadzono na próbie 200 osób, z czego 99 stanowiły kobiety, a 101 mężczyźni.

Respondentów podzielono ze względu na wiek, płeć oraz aktywność fizyczną. Wyróżniono 5 grup wiekowych (tab. 1). Ankiety przeprowadzono wśród osób związanych z różnym środowiskiem zawodowym. Ankieta zawierała 15 pytań zamkniętych, jednokrotnego bądź wielokrotnego wyboru oraz 3 pytania otwarte. Ankietowani wypełniali kwestionariusz samodzielnie.

Tabela 1

Liczba respondentów w podziale na grupy wiekowe oraz płeć

The number of respondents by age and sex

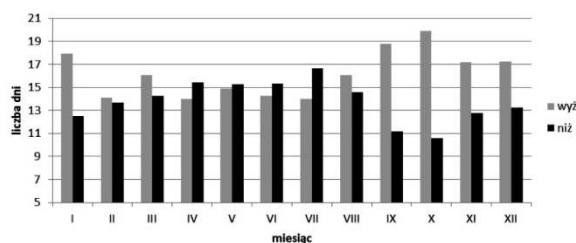
Grupy wiekowe (lata)	Kobiety (liczba osób)	Mężczyźni (liczba osób)
do 15	13	12
15–25	32	11
26–40	22	38
41–60	17	19
powyżej 60	15	21

Wyniki

W biometeorologii pod względem barycznym za silnie bodźcowe uważa się sytuacje niżowe. Według badań Machalka (1997) układ

niskiego ciśnienia oddziałuje niekorzystnie na organizm ludzki, w szczególności na układy: kostny, więzadłowy i mięśniowy (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004). Gwałtowne spadki ciśnienia powodują rozszerzenie błony oraz płynów znajdujących się w stawach. Wpływa to na zwiększenie nacisku na tkankę chrzęstną szklistą otaczającą powierzchnie stawowe, w wyniku czego osoby cierpiące na reumatyzm odczuwają wzrost intensywności bólu w torebkach stawowych (Kaiser 2006). Przy niskim ciśnieniu atmosferycznym obserwuje się również zaburzenia pracy układu sercowo-naczyniowego, oddechowego, a nawet problemy związane z trawieniem. Niże, w połączeniu z adwekcją mas powietrza arktycznego oraz polarnego morskiego, stanowią niekorzystne warunki biometeorologiczne i przyczyniają się do wzrostu liczby zawałów serca, w szczególności u osób starszych (Dubaniewicz i in. 1981). Układy niżowe, poprzedzone przejściem frontu ciepłego zimą oraz frontu chłodnego latem, stanowią niekorzystne warunki pogodowe dla osób cierpiących na choroby związane z układem oddechowym (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004).

Na podstawie Kalendarza typów cyrkulacji ... (Niedźwiedz 2013) w latach 2001–2012 w Rzeszowie odnotowano 1985 przypadków, w których sytuację synoptyczną zaklasyfikowano jako cyklonalną. Największy udział (25,4%) stanowił typ cyrkulacji Bc – bruzda cyklonalna oraz układy niżowe z adwekcją mas powietrza z zachodu (18,1%). W ciągu roku układy niżowe przeważały nad wyżowymi w kwietniu oraz w czerwcu i lipcu. Najwięcej dni z niskim ciśnieniem wystąpiło w lipcu, średnio 17 dni w miesiącu, najmniej we wrześniu i październiku, średnio 11 przypadków (rys. 1). Najczęściej sytuacje cyklonalne występowały w połączeniu z napływem mas powietrza polarnego morskiego.



Rys. 1. Średnia miesięczna liczba dni z układem niskiego i wysokiego ciśnienia (Rzeszów, 2001–2012)

Average numbers of days with low and high pressure systems (Rzeszów, 2001–2012)

Głębokie niże (od 940 do 1000 hPa) występowały w Rzeszowie od stycznia do kwietnia oraz w listopadzie i grudniu. Sporadyczne zdarzały się również przypadki w maju oraz w październiku. Najczęściej utrzymywały się podczas jednego dnia, ale niekiedy trwały dłużej i zalegały kolejno przez pięć lub cztery dni z rzędu (21–25.03 i 21–24.11.2008 roku).

W biometeorologii za najbardziej aktywne biologicznie sytuacje meteorotropowe uznano fronty chłodne, z uwagi na towarzyszące im okresowe wahania ciśnienia atmosferycznego, gwałtowne spadki temperatury oraz burze (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004). W wyniku przemieszczania się chłodnego frontu atmosferycznego obserwuje się nasilenie dolegliwości związanych z układem krążenia (Berke-Nowak 1998). Spadki temperatury powietrza wywołują w organizmie skurczenie naczyń krwionośnych, wzrost ciśnienia i lepkości krwi oraz ograniczenia w dostarczaniu tlenu do narządów wewnętrznych (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004). Powyższe reakcje, w szczególności u osób ze zdiagnozowaną miażdżycą naczyń krwionośnych, zwiększają ryzyko wystąpienia udaru oraz zawału mięśnia sercowego (Berke-Nowak 1998). Przed nadejściem frontu chłodnego wartość ciśnienia atmosferycznego spada do minimum, natomiast po przejściu obserwuje się gwałtowny wzrost analizowanego elementu. Wahania ciśnienia atmosferycznego powodują odkształcanie błony bębenkowej. Według Jankowiaka (1976) na przemiany rozprężające oraz sprężające powietrze w uchu, może być przyczyną okresowego osłabienia słuchu (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004). Przed nadejściem frontu atmosferycznego meteoropaci skarżą się w szczególności na bóle głowy i wystąpienie migreny. W trakcie przechodzenia frontu chłodnego odnotowuje się wzrost liczby: zawałów mięśnia sercowego, udarów oraz przypadków wystąpienia ataków astmy oskrzelowej i przyspieszonych porodów. Napływ chłodnych i wilgotnych mas powietrza, w połączeniu z przechodzącym frontem, jest niekorzystny dla chorych cierpiących na reumatyzm (Kaiser 2006). Nawet u 80% osób zmagających się z dolegliwościami układów: kostno-więzadłowego i mięśniowego obserwuje się nasilenie bólów reumatycznych, związanych z przemieszczającym się frontem (Kozłowska-Szczęśna i in. 2004).

W analizowanym okresie (lata 2001–2012) średnio w roku notowano 146 dni z frontem atmosferycznym. Największa liczba dni z frontem przypadała na styczeń, marzec, czerwiec oraz lipiec. Średnio było to około 13 dni w mie-

siącu. We wrześniu i październiku, w wyniku osłabienia aktywności niżowego ośrodka barycznego nad Islandią, notowano najmniejszą

liczbę dni z przemieszczającym się frontem atmosferycznym. Było to średnio 10 dni w miesiącu (tab. 2).

Średnia miesięczna i roczna liczba dni z poszczególnymi rodzajami frontów atmosferycznych w Rzeszowie (2001–2012)

Tabela 2

Monthly and annual average number of days with different atmospheric fronts in Rzeszów (2001–2012)

Rodzaj frontu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
chłodny	3,7	4,0	4,4	3,9	6,0	5,4	5,2	4,8	4,8	4,7	4,6	4,0	55,5
ciepły	3,4	3,1	3,6	3,0	2,2	3,1	2,1	1,8	1,4	2,4	3,4	2,9	32,4
okluzji	2,8	2,7	1,8	1,0	0,9	1,2	1,1	2,1	1,4	1,3	1,9	2,1	20,3
stacjonarne	1,1	0,6	1,3	2,2	1,8	1,6	2,9	2,0	1,5	1,3	1,0	1,5	18,8
różne	2,3	1,5	2,1	1,8	1,1	1,5	1,9	0,8	1,3	1,2	1,6	1,7	18,8

W Rzeszowie największy udział wszystkich frontów atmosferycznych stanowiły fronty chłodne (tab. 2), które najczęściej występowały od maja do lipca, średnio ponad 5 dni w miesiącu. W przypadku frontu ciepłego znaczna liczba przypadków wystąpiła w okresie od listopada do kwietnia. Średnio było to około 3 dni w miesiącu. Najrzadziej nad Rzeszowem przemieszczały się fronty zokludowane i stacjonarne, które nie wykazywały aż tak dużego zróżnicowania w przebiegu rocznym, w porównaniu do pozostałych rodzajów frontów (tab. 2).

Przechodzeniu frontu chłodnego towarzyszą często burze, które silnie bodźcowo oddziałują na organizm człowieka ze względu na zmiany pola elektrycznego i dużą ilość (nawet 2000 na cm^3) jonów dodatnich (Heßmann-Kosaris 1998). Złe samopoczucie, uczucie lęku, niepokoju oraz problemy z koncentracją, to negatywne reakcje organizmu związane z wystąpieniem burzy (Błażejczyk 2004). Wraz z dolegliwościami układu nerwowego występują także nasilenia zaburzeń związanych z układem krążenia, trawiennym oraz oddechowym. Najczęściej u osób cierpiących na choroby układu krwionośnego występują także nieprawidłowości związane z przepływem krwi w naczyniach włosowatych. Zaburzenia pola magnetycznego Ziemi wpływają negatywnie na układ nerwowy człowieka oraz na wzrost liczby wypadków odnotowanych przy pracy (Kozłowska-Szczęsna i in. 2004).

W latach 2001–2012 w Rzeszowie wystąpiło 184 dni z burzą. Średnio w roku było to 15,5 przypadków. Wartość ta wydaje się być zaniżona w porównaniu z wynikami otrzymanymi przez innych Autorów dla wcześniejszego okresu. Według Kuchcik i in. (2013) w latach 1991–

2000 wystąpiło średnio w roku 32,1 dni z burzą. Stopa (1962) podaje, że w latach 1946–1955 średnia roczna liczba dni z burzą w Rzeszowie wyniosła 25,5, natomiast według Michny (1965) było to 26,7 dnia. W opracowaniu Bielec-Bąkowskiej (2013) średnia roczna wartość za lata 1949–2006 wyniosła 28 dni. Analiza danych meteorologicznych ze stacji Rzeszów-Jasionka wykazała, że w latach 2001–2005 liczba dni z burzą osiągała wartość powyżej 20 dni w ciągu roku, natomiast spadek liczby burz zaczęto notować w drugiej części analizowanego okresu, tj. w latach 2006–2012, w którym średnia roczna liczba dni z burzą wyniosła zaledwie 11,4. Warto zaznaczyć, iż burzę na stacji lotniskowej w Rzeszowie klasyfikuje się na dwa różne sposoby: w wyniku bezpośredniej obserwacji oraz poprzez zastosowanie pomiarów automatycznych. Można przypuszczać, iż spadek częstości obserwowania omawianego zjawiska jest wynikiem zastosowania automatycznych przyrządów pomiarowych. Burze notowane były przeważnie w sezonie letnim, od maja do sierpnia, z maksimum w lipcu – średnio 5 przypadków w miesiącu. W analizowanym okresie, od listopada do stycznia, nie wystąpiła ani jedna burza (tab. 3).

Sytuacje fenowe oraz towarzyszące im gwałtowne zmiany ciśnienia atmosferycznego, temperatury i wilgotności powietrza, stanowią niekorzystne bodźce biometeorologiczne oddziałujące negatywnie na organizm ludzki (Kozłowska-Szczęsna i in. 2004). W trakcie wystąpienia fenu obserwuje się nasilenie dolegliwości chorobowych związanych przede wszystkim z układem sercowo-krążeniowym oraz wegetatywnym. Meteoropaci skarżą się również na bóle głowy, migrenę oraz niskie ciśnienie tętnicze krwi (Ma-

chalek 1997). Zespół reakcji fizjologicznych powiązanych z tego typu wiatrem nazwano w klimatologii chorobą fenową. Szczególnie istotne objawy omawianej patogenezы stanowią zaburzenia równowagi układu nerwowego. Obniżenie komfortu psychicznego człowieka przekłada się na wzrost agresywności, uczucie niepokoju oraz stany lękowe, a niekiedy prowadzi

do zachwiania sfery emocjonalnej, co w najgorszej sytuacji może skończyć się próbą samobójczą. W wyniku odmiennej reakcji organizmu na stres, wyróżnia się także pozytywne aspekty sprzyjające wiatrom fenowym, tj. większa chęć i motywacja do pracy oraz działania (Kozłowska-Szczęсна i in. 2004).

Tabela 3

Średnia miesięczna liczba dni z burzą w Rzeszowie (2001–2012)

Monthly average number of days with a storm in Rzeszów (2001–2012)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
0,0	0,1	0,2	0,2	3,3	3,3	5,0	2,8	0,4	0,2	0,0	0,0	15,5

Na podstawie analizy literatury (Schiffer 1986; Ustrnul 1992; Lewińska 2000–2001; Trepieńska i in. 2006), przy wyznaczaniu potencjalnego okresu występowania wiatru fenowego w Rzeszowie, autorki opracowania zastosowały własne kryteria potencjalnego występowania fenu:

1. wiatr z sektora południowego (135° do 225°) o prędkości powyżej $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,
2. wzrost z dnia na dzień średniej dobowej temperatury o co najmniej 3°C oraz spadek wilgotności względnej powietrza o 10% i więcej,
3. zmiany ciśnienia atmosferycznego, pomiędzy kolejnymi godzinami pomiarowymi przekraczające 2 hPa.

Na wstępie przeanalizowano wartości średniej dobowej temperatury oraz wilgotności względnej powietrza. W przypadku, gdy warunki meteorologiczne w danym dniu uznano za sprzyjające sytuacji fenowej, analizowano dane 1-godzinne, pod

kątem zmian wartości ciśnienia oraz kierunku i prędkości wiatru. Układy baryczne, w obrębie których wystąpiły omawiane zjawiska, wyróżniono na podstawie archiwalnych map synoptycznych (<http://www.wetterzentale.de>).

W Rzeszowie, w latach 2001–2012, wyróżniono 107 przypadków, w których warunki meteorologiczne sprzyjały wystąpieniu sytuacji fenowej. Średnio w ciągu roku było to około 9 przypadków. Na podstawie Kalendarza typów cyrkulacji ... (Niedźwiedź 2013) stwierdzono, iż najczęściej sytuacje fenowe wystąpiły przy układach cyklonalnych, z adwekcją z południowego zachodu (45,9%), z dominującymi masami powietrza polarnego morskiego. Najczęściej feny pojawiały się w miesiącach przejściowych, tj. marzec, październik oraz listopad, najrzadziej od czerwca do sierpnia (tab. 4).

Tabela 4

Częstość występowania sytuacji fenowych w Rzeszowie (2001–2012)

The frequency of occurrence of Foehn situations in Rzeszów (2001–2012)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Liczba dni z fenem	8	8	17	11	7	3	4	5	5	16	16	7	107

Jednym ze sposobów oceny wpływu sytuacji meteorotropowych na zdrowie ludzi jest analiza częstości występowania dni charakterystycznych, szczególnie uciążliwych dla organizmu (Kozłowska-Szczęсна i in. 1997; Matuszko, Piotrowicz 2012). W niniejszej pracy ograniczono się do charakterystyki dni mroźnych ($t_{\text{max}} < 0^\circ\text{C}$), upalnych ($t_{\text{max}} > 30^\circ\text{C}$), parnych, nocy tropikalnych ($t_{\text{min}} \geq 20^\circ\text{C}$), zmiany dobowej amplitudy powietrza ($t_{\text{max}} - t_{\text{min}} > 12^\circ\text{C}$), zmiany temperatury z dnia na dzień ($\Delta t_{\text{sr}} > 6^\circ\text{C}$), dni

z niedoborem bezpośredniego promieniowania słonecznego oraz zmienności ciśnienia atmosferycznego.

W Rzeszowie dni mroźne wystąpiły głównie przy sytuacjach wyżowych (66%, najczęściej: klin wyżowy (17%) i w warunkach z adwekcją ze wschodu i południowego wschodu (po 9%). Średnia roczna liczba dni mroźnych w latach 2001–2012 wyniosła 61, co stanowi wyższą wartość w porównaniu do wyników otrzymanych przez Michnę (1965) w latach 1947–1961

(40 dni). Najwięcej dni mroźnych przypadało na zimę (grudzień, styczeń, luty), kiedy nad obszar Polski Południowo-Wschodniej napływało powietrze polarne kontynentalne, sprzyjające wysokiemu, nocnemu wypromieniowaniu ciepła. Sporadycznie dni mroźne zdarzały się także w marcu, kwietniu, październiku oraz listopadzie. W tych dniach przeważała sytuacja cyklonalna z adwekcją powietrza z północy, której towarzyszyły masy powietrza arktycznego.

Dni upalne wystąpiły w Rzeszowie zarówno przy sytuacjach cyklonalnych (55%), jak i antycyklonalnych (45%). Sprzyjająca upałom sytuacja baryczna to bruzda cyklonalna (24%), klin antycyklonalny (19%) oraz sytuacja cyklonalna z adwekcją z południa (9%). Średnia roczna liczba dni z $t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$ w latach 2001–2012 wyniosła w Rzeszowie ponad 10, czyli była około dwukrotnie większa niż w latach 1947–1961 (Michna 1965) i 1951–2005 (Cebulak, Limanówka 2007), natomiast porównywalna do wyników Kuchcik i in. (2013) w latach 1991–2000 (8,8 dni upalnych). Dni upalne pojawiały się głównie od czerwca do sierpnia, sporadycznie w maju i wrześniu, a pojedyncze przypadki zdarzały się również w październiku oraz listopadzie. W Rzeszowie zjawisko fal upałów występowało przeważnie przy sytuacjach antycyklonalnych (58%), głównie przy klinie antycyklonalnym (29%). Fale upałów pojawiały się głównie w lipcu, ale także w maju, czerwcu i sierpniu. W analizowanych latach przeważały ciągi trzydniowe (tab. 5), ale zdarzały się także 8-dniowe.

Tabela 5

Liczba fal upałów o różnej długości
w Rzeszowie (2001–2012)

The number of different length heat waves
in Rzeszów (2001–2012)

Długość (liczba dni)	3	4	5	6	7	8
Fale upałów	7	–	1	1	1	3

Występowaniu dni parnych towarzyszyły sytuacje cyklonalne (63%), głównie bruzda cyklonalna (31%). Pogoda parna przeważała w lecie, z maksimum w lipcu. Dni z pogodą parną wystąpiły głównie w sezonie letnim, od czerwca do sierpnia. Sporadyczne przypadki pojawiły się w maju. Średnia roczna liczba dni z $e \geq 18,8$ hPa wyniosła 17,6. Według Kuchcik i in. (2013) w latach 1991–2000 średnio w roku

wystąpiło 29,8 dni o obciążających warunkach wilgotnościowych. W Rzeszowie, podobnie jak w Krakowie (Matuszko, Piotrowicz 2012), zjawisku nocy tropikalnych sprzyjała adwekcja masy powietrza zwrotnikowego lub polarnej kontynentalnej oraz sytuacje bezadwekcyjne – bruzda cyklonalna (18%) i klin antycyklonalny (18%). Noce tropikalne pojawiały się w Rzeszowie głównie od czerwca do sierpnia, sporadycznie zdarzały się w kwietniu, maju, wrześniu, a nawet w październiku. Największą liczbą nocy tropikalnych charakteryzowały się lata 2006 (26 przypadków), 2010 (28 przypadków) i 2012 (28 przypadków).

Dni z dużą dobową amplitudą temperatury powietrza (powyżej 12°C) stanowią silnie bodźcowe warunki termiczne dla człowieka przebywającego długotrwale na świeżym powietrzu. W takich dniach odnotowuje się negatywny wpływ wysokich kontrastów termicznych na samopoczucie człowieka (Błażejczyk 2004).

W Rzeszowie dni cechujące się wysokimi dobowymi kontrastami termicznymi wystąpiły głównie przy sytuacjach wyżowych (78%). Sprzyjający układ baryczny to klin antycyklonalny (29%) oraz adwekcja masy z południowego zachodu (14%) i południa (10%). Średnia roczna liczba dni z $dt > 12^{\circ}\text{C}$ wyniosła 34, przy czym w roku 2003 stwierdzono 49 dni silnie bodźcowych, natomiast w 2008 roku – zaledwie 13. Duże kontrasty termiczne w ciągu doby notowano głównie w miesiącach przejściowych, tj. w marcu, kwietniu, maju oraz wrześniu i październiku. Najczęściej pojawiały się we wrześniu, średnio w około 7 dniach. Zmiany temperatury z dnia na dzień przekraczające wartość 6°C stanowiły średnio 8,6 przypadków w ciągu roku. Najczęściej tak wysokie wahania temperatury obserwowano w sezonie zimowym, tj. grudniu, styczniu oraz lutym. Duże wahania temperatury z dnia na dzień występowały zazwyczaj pojedynczo lub w ciągach dwudniowych. W roku 2008 odnotowano zaledwie 5 przypadków, gdzie $dt_s > 6^{\circ}\text{C}$. Rok 2003 cechował się największą liczbą przypadków, bo aż 15, przy czym aż 6 z nich wystąpiło w lutym. Zmiany średniej dobowej temperatury powietrza z dnia na dzień przekraczające wartość 6°C zdarzały się stosunkowo rzadko (poniżej 9 dni w ciągu roku), najczęściej podczas bruzdy cyklonalnej (20%) oraz południowo-zachodniej adwekcji masy powietrza (19%). Dużym międzydobowym wahaniom temperatury sprzyjała zmiana kierunku napływu masy powietrza. Najczęściej duże wahania temperatury obserwowano w zimie, zazwyczaj pod-

czas pojedynczych dni lub w ciągach dwudniowych.

Dni z niedoborem bezpośredniego promieniowania słonecznego wystąpiły głównie przy adwekcji mas powietrza z północnego wschodu (12%) oraz przy bruździe cyklonalnej (11%) i klinie antycyklonalnym (10%). Największe zachmurzenie obserwowano w chłodnej porze roku, z maksimum w grudniu. Dni z całkowitym zachmurzeniem występowały zazwyczaj pojedynczo lub tworząc ciągi dwu- lub trzydniowe, ale zdarzały się także ciągi pięciodniowe.

Duże wahania ciśnienia atmosferycznego z dnia na dzień (≥ 8 hPa) występowały głównie podczas bruźdy cyklonalnej (14%), klina antycyklonalnego (11%) oraz adwekcji mas powietrza z zachodu (Wc – 10%, Wa – 9%). Najczęściej duże różnice pomiędzy wartościami ciśnienia

zdarzały się od listopada do marca, z maksimum w grudniu (8 dni). Istotne z punktu widzenia biometeorologii są zwłaszcza duże wahania ciśnienia w ciągu dnia, które stanowią silniejszy bodziec dla organizmu człowieka, niż wahania międzydobowe. W latach 2001–2012 było 184 dni, w których różnica ciśnienia między pomiarami z godziny 06 UTC oraz 18 UTC osiągnęła wartość większą bądź równą 8 hPa. Średnio w roku dni z tak wysokimi wahaniami ciśnienia było 15. Najczęściej duże różnice ciśnienia obserwowano od listopada do marca, sporadycznie w miesiącach letnich. Rekordowy skok ciśnienia, o około 22 hPa, zanotowano 29 stycznia 2007 roku, kiedy to o godzinie 06 UTC ciśnienie atmosferyczne wynosiło 994,2 hPa, natomiast o 18 UTC już 1016 hPa (tab. 6).

Tabela 6

Wybrane dni z dużymi wahaniami ciśnienia atmosferycznego (hPa) w Rzeszowie, w latach 2001–2012 oraz sytuacja synoptyczna w dorzeczu górnej Wisły (Niedźwiedz 2013)

Selected days with high fluctuations of air pressure (hPa) in Rzeszów (2001–2012) and synoptic situations in the upper basin of the Vistula river (Niedźwiedz 2013)

Data	Typ cyrkulacji	Masy powietrza	Fronty atmosferyczne	06 UTC	09 UTC	12 UTC	15 UTC	18 UTC
09.11.2001	Bc	PA	chłodny	996,2	1000,7	1005,2	1009,6	1010,1
27.10.2002	Wc	PPm	różne fronty	1018,1	1017,8	1014,4	1009,5	1004,2
19.11.2004	Cc	różne mp	różne fronty	996,4	991,1	986,6	985,7	996,9
21.09.2005	Ea	PPk	–	1025,6	1024,8	1023,7	1023,8	1009,6
24.11.2006	SWc	PPms	okluzja	1012,6	1013,5	1013,1	1016,9	1017,2
24.12.2006	NWa	PPms	–	1035,3	1034,4	1030,1	1030,5	1031,0
29.01.2007	NWc	PA	chłodny	994,2	1003,2	1006,0	1003,5	1016,0
18.11.2008	Ka	PPk	–	1024,4	1023,2	1020,4	1017,8	1009,1
23.12.2009	Bc	różne mp	chłodny	997,9	995,2	994,2	997,0	1002,8
09.12.2010	Bc	PA	chłodny	996,4	1004,5	1007,6	1008,0	1009,4
12.02.2011	Na	różne mp	różne fronty	1006,8	1013,6	1016,6	1017,0	1019,4
05.01.2012	Wc	PPm	chłodny	1003,8	997,4	990,8	987,9	985,4

Badania ankietowe stanowiły uzupełnienie analizy danych meteorologicznych i synoptycznych. Ich wyniki wykazały, że najbardziej wrażliwe na gwałtowne zmiany warunków meteorologicznych są kobiety, dzieci oraz osoby starsze. Szczególnie uciążliwe warunki meteorologiczne latem, wpływają niekorzystnie na osoby zmagające się z dolegliwościami reumatycznymi oraz problemami z układem sercowo-naczyniowym. Ponad 58% osób w grupie wiekowej powyżej 60 lat odczuwało dyskomfort oraz nasilenie bólów reumatycznych przed nadejściem burzy. Około 35% ankietowanych zadeklarowało, iż odczuwa dyskomfort termiczny w trakcie trwania wielodniowego upału. W czasie pochmurnej pogody

71% respondentów odczuwało zniechęcenie, senność oraz zdenerwowanie. We wszystkich przebadanych grupach wiekowych respondenci zgodnie twierdzili, iż całkowite zachmurzenie stanowiło negatywny bodziec meteorologiczny dla organizmu człowieka. Warto zaznaczyć, iż na brak słońca częściej skarżyły się kobiety. Nawet 78% ankietowanych kobiet deklarowało, że pogoda pochmurna wpływa niekorzystnie na ich samopoczucie. Około 34% respondentów podało, iż podczas pogody z silnym wiatrem odczuwa niepokój, niechęć do pracy, bóle głowy, przyspieszoną akcję serca oraz lekkie poirytowanie. Najbardziej odporne na sytuacje fenowe były osoby młodsze (< 40 lat). Osoby starsze (> 60 lat), od-

czuwały dyskomfort w trakcie wystąpienia silnego, porywistego wiatru (76%). Warto zaznaczyć, iż bardziej wrażliwe na zmienne warunki pogodowe obserwowane w trakcie wystąpienia fenu były kobiety.

Wnioski

Na podstawie przeprowadzonej analizy sytuacji meteorotropowych i dni charakterystycznych stwierdzono, iż dla meteoropatów najbardziej niekorzystną porą roku w Rzeszowie jest lato, szczególnie lipiec. W lecie, zalegającym często układom niskiego ciśnienia towarzyszą fronty chłodne oraz charakterystyczne dla nich burze. Podczas tych sytuacji meteorotropowych występują duże wahania ciśnienia atmosferycznego i silny wiatr. Również na lato przypada większa niż w innych porach roku częstość uciążliwych dla organizmu człowieka warunków termiczno-wilgotnościowych: dni upalnych, fal upałów, nocy gorących oraz dni parnych.

W półroczu chłodnym najbardziej niekorzystne są sytuacje cyklonalne, którym towarzyszą dni z niedoborem bezpośredniego promieniowania słonecznego, dużymi wahaniami ciśnienia i temperatury powietrza oraz silnym wiatrem.

Sytuacje fenowe nie stanowią w Rzeszowie dużego problemu, gdyż występują stosunkowo rzadko (średnio 9 przypadków w ciągu roku), przeważnie w miesiącach przejściowych (marzec, październik oraz listopad).

Wyniki badań ankietowych potwierdzają, że w Rzeszowie najbardziej uciążliwe warunki atmosferyczne panują latem, ze względu na częste występowanie upału, stanów parności i burz. Według respondentów najlepsze warunki pogodowe pod względem meteorotropowym występują wiosną oraz jesienią, z uwagi na optymalne wartości temperatury powietrza i wilgotności, a także dużą częstość występowania dni pogodnych.

Literatura

- Berke-Nowak Grażyna. 1998. *Pogoda a zdrowie*. Kraków: Agencja Wydawniczo-Usługowa Emilia.
- Bielec-Bąkowska Zuzanna. 2013. „Burze i grady w Polsce”. *Prace Geograficzne IGiGP UJ* 132: 99-132.
- Błażejczyk Krzysztof. 2004. „Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce”. *Prace Geograficzne IGiGP PAN* 192: 1-291.

- Błażejczyk Krzysztof, Teresa Kozłowska-Szczęśna. 2008. „Klimat a zdrowie”. *Kosmos* 57 (3-4): 269-279.
- Cebulak Elżbieta, Danuta Limanówka. 2007. Dni z ekstremalnymi temperaturami powietrza w Polsce. W: Katarzyna Piotrowicz, Robert Twardosz (red.). *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, 185-194. Kraków: Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Dubaniewicz Henryk, Teresa Nurek, Alicja Zawadzka. 1988. *Biometeorologia turystyki. Wybrane zagadnienia z bioklimatologii człowieka*, cz. I. Gdańsk: Wydawnictwo Uczelniane Akademii Wychowania Fizycznego w Gdańsku.
- Dubaniewicz Henryk, Ludwik Pawłowski, Janusz Świątczak. 1981. „Próba określenia zależności zgonów na udar mózgu i zawał serca od warunków meteorologicznych i aerosanitarnych w Łodzi w latach 1971–1974”. *Problemy Uzdrowiskowe* 1/2 (159/162): 147-156.
- Heßmann-Kosaris Anita. 1998. *Wpływ pogody na samopoczucie*. Warszawa: Diogenes.
- Jankowiak Józef (red.). 1976. *Biometeorologia człowieka*. Warszawa: Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich.
- Kaiser Manfred. 2006. *Jak pogoda wpływa na zdrowie*. Warszawa: Wydawnictwo Klub Dla Ciebie.
- Kossowska-Cezak Urszula, Danuta Martyn, Krzysztof Olszewski, Maria Kopacz-Lembowicz. 2000. *Meteorologia i klimatologia: pomiary, obserwacje, opracowania*. Warszawa-Łódź: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Kozłowska-Szczęśna Teresa, Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk. 1997. *Bioklimatologia człowieka: metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*. Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 1. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego.
- Kozłowska-Szczęśna Teresa, Barbara Krawczyk, Magdalena Kuchcik. 2004. *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*. Monografie IGiPZ PAN 4. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego.
- Kuchcik Magdalena, Krzysztof Błażejczyk, Jakub Szmyd, Paweł Milewski, Anna Błażejczyk, Jarosław Baranowski. 2013. *Potencjał leczniczy klimatu Polski*. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Wydawnictwo Akademickie SEDNO.
- Lewińska Janina. 2000–2001. „Wiatry halne w Polsce. Przegląd literatury i ocena wyników”. *Folia Geographica, Series Geographica-Physica* 31-32: 35-150.

- Machalek Alois. 1997. Czy jestem meteoropata? Warszawa: W.A.B.
- Matuszko Dorota, Katarzyna Piotrowicz. 2012. „Wieloletnia zmienność sytuacji meteorotropowych w Krakowie”. *Przegląd Geograficzny* 84 (3): 413-422.
- Michna Edward. 1965. „Klimat Rzeszowa (w zarysie)”. *Annales Universitatis Mariae Curie Skłodowska, Sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 20 (8): 177-202.
- Niedźwiedz Tadeusz. 2013. Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej - zbiór komputerowy. Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec.
- Schiffer Zofia. 1986. Wiatr halny a samobójstwa i bójki. W: Roman J. Wojtusiak (red.) *Biometeorologia a organizm ludzi i zwierząt*, 35-43. Warszawa: PWN.
- Stopa Maria. 1962. „Burze w Polsce”. *Prace Geograficzne IG PAN* 34: 109-179.
- Trepińska Janina, Katarzyna Piotrowicz, Rafał Bąkowski, Filip Bolechała. 2006. „Pogoda a samobójstwa”. *Balneologia Polska* 48 (1): 51-55.
- Ustrnul Zbigniew. 1992. „Potencjalne warunki występowania wiatrów fenowych w Karpatach Polskich”. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 90: 97-112.
- <http://www.ogimet.com/>
<http://www.srh.noaa.gov/>
<http://www.wetterzentale.de/>

Summary

During meteorotropic situations (cyclonic situations, atmospheric fronts, storms and dry winds, such as the Foehn) there are subjective symptoms observed in case of healthy people and intensification of objective symptoms in case of the majority of sick people. Urban residents are particularly sensitive to sudden weather changes. The main objective of the thesis is to determine the variability in the occurrence of meteorotropic situations in Rzeszów, in the years 2001–2012. The

calendar with the circulation types, the database from meteorological station Rzeszów-Jasionka and questionnaire surveys were used in the thesis. The study took into account the characteristic days, such as frosty days ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$), very hot days ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$), heat waves, sultry days, hot nights ($t_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$), days with a daily amplitude of air temperature greater than 12°C ($t_{\max} - t_{\min} > 12^{\circ}\text{C}$), days with more than a 6°C change in air temperature from the previous day ($\Delta t_{\text{sr}} > 6^{\circ}\text{C}$), days with insolation deficit and days with high fluctuations of air pressure.

Based on the analysis of the meteorotropic situations and characteristic days it was found, that the most unfavorable season for meteoropaths in Rzeszów is summer, especially July. In summer, the low-pressure systems are accompanied by cold fronts and storms. During these meteorotropic situations there are large variations in atmospheric pressure and strong winds. Moreover, summer is the season when most adverse thermal-moisture situations occur: hot days, heat waves, hot nights and sultry days.

In the cool half of the year the most adverse are cyclonic situations, accompanied by days with insolation deficit, large air pressure and air temperature fluctuations and strong winds.

Foehn situations are relatively rare in Rzeszów (9 cases per year on average) occurring mostly in March, October and November, hence they are not very problematic.

The results of the survey confirm that the most unfavorable weather conditions in Rzeszów occur during the summer, due to the frequent occurrence of hot days and nights and storms. According to the respondents, the best weather conditions in meteorotropic context occur in spring and autumn, thanks to the optimum air temperature and humidity, and high frequency of sunny days.

DOBOWA DYNAMIKA WYSTĘPOWANIA ALERGENNEGO PYŁKU TRAW W KRAKOWIE W ZALEŻNOŚCI OD WARUNKÓW METEOROLOGICZNYCH

Intradiurnal dynamics of the allergenic grass pollen in Krakow in relation to the meteorological conditions

KATARZYNA PIOTROWICZ*, DOROTA MYSKOWSKA**, KATARZYNA LEŚKIEWICZ***

Zarys treści. W pracy określono prawidłowości w dobowym przebiegu liczby ziaren pyłku traw (*Poaceae*) w zależności od warunków meteorologicznych. W tym celu wykorzystano godzinne dane z monitoringu aerobiologicznego w Krakowie z lat 2003–2014. Stwierdzono, że w ciągu doby suma ziaren pyłku traw jest bardzo zróżnicowana. Zależy m.in. od terminu kwitnienia poszczególnych gatunków traw i warunków meteorologicznych. W ciągu doby zaobserwowano występujący dość często dwukrotny wzrost liczby ziaren pyłku traw w godzinach 6.00–9.00 oraz 16.00–20.00 CSE. Z uwagi na to, że w dużym ośrodku miejskim jakim jest Kraków ziarna pyłku są nawiewane nawet z dość odległych źródeł, to ich liczba może znacznie odbiegać od tej wynikającej z uwalniania przez trawy rosnące na danym obszarze. Wskazano także, że opad atmosferyczny nie zawsze oczyszcza powietrze z ziaren pyłku. Dość często nawet po intensywnym opadzie liczba ziaren dość szybko wzrosła, co niewątpliwie przyczyniało się do zaostrzenia objawów chorobowych wśród alergików.

Słowa kluczowe: ziarna pyłku traw, *Poaceae*, warunki meteorologiczne, Kraków

Abstract. This study defines some regularities of the intradiurnal dynamics of grass pollen grain numbers (*Poaceae*) against a background of meteorological conditions. For this reason, hourly pollen data obtained during the aerobiological monitoring were used in Krakow in 2003–2014. It was found, that the hourly pollen counts differed clearly. It depended on the time of flowering of the different grass species and meteorological conditions. During the day (24 hrs two occurrences of an increase in the pollen count were observed, in 6.00–9.00 AM and 4.00–8.00 PM (UTC+1). Due to the fact that in Krakow, a great urban centre, pollen grains are wind-blown from fairly distant sources, the number of grains may differ significantly from that resulting from the release of grasses growing in a given area alone. It was also noted that precipitation does not always clean the air from pollen grains. Often, even after intensive precipitation, the number of grains increased rather quickly, which undoubtedly contributed to the exacerbation of symptoms among allergy sufferers.

Key words: grass pollen grains, *Poaceae*, meteorological conditions, Krakow

Wprowadzenie

W Polsce od kilkudziesięciu lat notuje się wzrost zachorowalności na alergię pyłkową. Około 20% populacji choruje na alergiczny nieżyt nosa, którego główną przyczyną są roztocza kurzu domowego i występowanie w powietrzu alergenów pyłku roślin wiatropylnych, przede wszystkim traw (*Poaceae*) (Weryszko-Chmielewska 2007; Samoliński 2008; Samoliński i in. 2009). Na ziarna pyłku tych roślin jest uczulonych prawie 90% pacjentów z pyłkownicą, sezo-

nowym zapaleniem błony śluzowej nosa i spojówek (Obtułowicz i in. 1990, 1991).

Trawy (*Poaceae*) są głównym komponentem roślinności łąkowej, pastwiskowej i stepowej. W Polsce rośnie ich około 200 gatunków (Falkowski 1982; Frey 2007). Zalicza się do nich m.in. żyto (*Secale cereale*), kukurydzę (*Zea mays*), pszenicę (*Triticum aestivum*), owies (*Avena sativa*) i jęczmień zwyczajny (*Hordeum vulgare*) oraz grzebienieć pospolitą (*Cynosurus cristatus*), kłosówkę wehmiastą (*Holcus lanatus*) czy mietlicę pospolitą (*Agrostis capillaris*) (tab. 1). W monitoringu aeropalinologicznym

* Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków; e-mail: k.piotrowicz@uj.edu.pl

** Uniwersytet Jagielloński, Collegium Medicum, Zakład Alergologii Klinicznej i Środowiskowej, ul. Śniadeckich 10, 31–531 Kraków; e-mail: dorota.myszkowska@uj.edu.pl

*** Uniwersytet Jagielloński, Instytut Informatyki i Bibliotekoznawstwa, ul. Łojasiewicza 4, 30–348 Kraków; e-mail: katarzyna.leskiewicz@uj.edu.pl

ocena mikroskopowa ziaren pyłków poszczególnych gatunków jest bardzo trudna, dlatego do celów aerobiologicznych pozycję taksonomiczną stanowi rodzina *Poaceae* z oddzielnym wyróżnieniem zbóż (Myszkowska, Jenner 2009). Z uwagi na to, że różne gatunki kwitną w nieco

innym czasie (tab. 1), ziarna pyłku traw obecne są w powietrzu przez znaczną część okresu wegetacyjnego. Ich okres kwitnienia trwa najczęściej od maja do października (Rapiejko, Weryszko-Chmielewska 1998).

Tabela 1

Terminy kwitnienia i godziny uwalniania się pyłku z pylników wybranych gatunków traw (Szafer i in. 1988; Maślankiewicz 1957 za Myszkowska, Jenner 2009, nieznacznie zmienione)

Time of flowering and time of pollen grains release of selected grass species (Szafer *et al.* 1988; Maślankiewicz 1957 by Myszkowska, Jenner 2009, slightly changed)

Gatunek traw	Termin kwitnienia	Otwieranie pylników (godz.)
Tomka wonna (<i>Anthoxanthum odoratum</i>)	IV–VI	7.00–8.00
Wiechlina łąkowa (<i>Poa pratensis</i>)	V–VIII	4.00–5.00, 21.00–5.00
Życica trwała (<i>Lolium perenne</i>)	V–IX	8.00–16.00
Kupkówka pospolita (<i>Dactylis glomerata</i>)	V–VIII	6.00–7.00, 1.00–10.30
Kłósówka wełnista (<i>Holcus lanatus</i>)	VI–VIII	6.00–7.00, 19.00–20.00
Kostrzewa (<i>Festuca elatior</i>)	VI–VIII	6.00–7.00
Tymotka łąkowa (<i>Phleum pratense</i>)	VI–VII	7.00–8.00
Mietlica pospolita (<i>Agrostis vulgaris</i>)	VI–VII	11.00–12.00
Trzęślica modra (<i>Molinia caerulea</i>)	VII–X	12.00–13.00
Perz właściwy (<i>Elymus repens</i>)	VI–VII	16.00–17.00

Przeprowadzone m.in. przez Rapiejko i Weryszko-Chmielewską (1998) badania doprowadziły do wniosku, że zanieczyszczenia powietrza (ozon, dwutlenek siarki, tlenki azotu i formaldehyd) nie tylko dodatkowo przyczyniają się do zwiększenia zachorowalności na alergię wziewną, działając jako adiuwanty dla naturalnych składników powietrza, ale także silnie wpływają na wartości progowe stężenia pyłku roślin w powietrzu, niezbędne do wywołania objawów uczuleniowych u pacjentów. W Warszawie (duże zanieczyszczenie powietrza), w grupie osób z alergią na pyłek traw, objawy pyłkowicy obserwowano u wszystkich badanych przy średnim dobowym stężeniu 53 ziarna/m³. U połowy badanych ta wartość progowa wynosiła 41 ziarna/m³. Na Mazurach, które reprezentowały obszar o zdecydowanie mniejszym zanieczyszczeniu powietrza, odpowiednie wartości progowe wynosiły 71 i 62 ziarna/m³ (Rapiejko, Weryszko-Chmielewska 1998). Dalsze analizy wskazywały, że u tych samych pacjentów, ale przebywających w najbardziej zanieczyszczonych miastach, Chrzanowie i Katowicach, do wywołania objawów alergicznych wystarczające jest stężenie 36 ziaren pyłku traw w 1 m³ powietrza (Rapiejko 1998). Dlatego też badania stężenia

ziaren pyłku traw w miastach mają duże znaczenie aplikacyjne.

W okresie pylenia traw istotnymi czynnikami wpływającymi na poziom stężenia pyłku w powietrzu są: zachmurzenie, usłonecznienie, opady atmosferyczne i wiatr (Piotrowicz, Myszkowska 2008). Zdaniem Piotrowskiej (2006) na rozpoczęcie sezonu ma wpływ temperatura powietrza (średnia, maksymalna i minimalna) w marcu i kwietniu. Chłopek i Dąbrowska-Zapart (2011) analizując stężenie pyłku traw w Sosnowcu stwierdziły, że na sumy roczne ziaren pyłku traw dodatnio oddziaływały opady atmosferyczne w maju, co wskazuje, że wyższa suma opadów na początku sezonu pylenia ma wpływ na wielkość sum rocznych pyłku tego taksonu. Według Autorek stężenie dobowe wzrastało wraz ze wzrostem temperatury i usłonecznienia, a malało przy wysokiej wilgotności względnej powietrza i w czasie opadów atmosferycznych. W ciągu słonecznego dnia otwierają się pylniki, z których wydostają się ziarna pyłku, jednak zbyt wysokie wartości temperatury powietrza hamują ten proces. Poszczególne gatunki traw w różnych porach doby otwierają kwiaty uwalniające pyłek (Dowing 1987). Terminy kwitnienia i godziny uwalniania się zia-

ren wybranych gatunków traw przedstawiono w tabeli 1.

Pomimo dość znacznej liczby prac dotyczących stężenia pyłku traw w powietrzu, bardzo niewiele opracowań dotyczyło dobowej dynamiki jego występowania (godzinnych wartości liczby ziaren). Dlatego celem niniejszego opracowania jest określenie prawidłowości w dobowym przebiegu liczby ziaren pyłku traw w Krakowie, z uwzględnieniem przebiegu wybranych warunków meteorologicznych.

Materialy źródłowe i metody opracowania

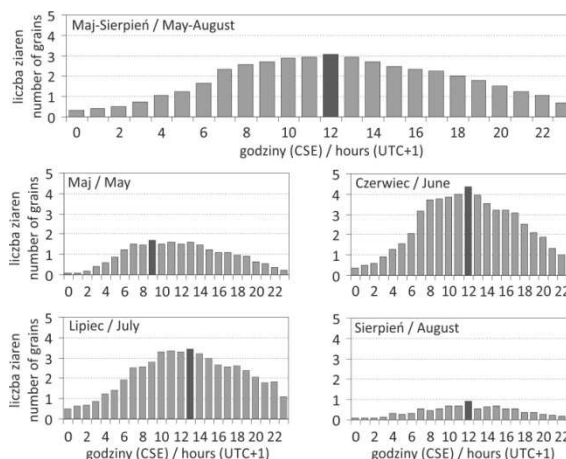
Do analizy wykorzystano godzinne wartości liczby ziaren pyłku traw oraz wybranych elementów meteorologicznych (opadów atmosferycznych, wilgotności względnej powietrza, słonecznienia oraz prędkości wiatru) pochodzące ze Stacji Klimatologicznej UJ z lat 2003–2014. Sumy ziaren w poszczególnych godzinach, np. 12.00, oznaczają ich występowanie w powietrzu pomiędzy 11.00 a 12.00 czasu środkowoeuropejskiego (CSE). Pomiar aeropalinologiczne prowadzono metodą wolumetryczną za pomocą aparatu VPPS 2000 firmy Lanzoni. Był on ustawiony na dachu Collegium Śniadeckiego UJ (220 m n.p.g.), około 300 m od ogródka meteorologicznego. Szczegółowe informacje dotyczące lokalizacji stacji można znaleźć we wcześniejszych publikacjach (Piotrowicz, Myszkowska 2008; Myszkowska, Jenner 2009).

Na podstawie wcześniejszych analiz stwierdzono, że sezon pyłkowy traw w Krakowie w wieloletnim okresie 1992–2014 rozpoczął się średnio 17 maja, a kończył 11 sierpnia (Myszkowska i in. 2015). W skrajnych przypadkach jego początek miał miejsce już 30 kwietnia (w 2009 roku), zaś koniec dopiero 2 września (w 1994 roku). W związku z powyższym analizę godzinnych wartości liczby ziaren pyłku traw podzielono na poszczególne miesiące, uwzględniając okres od maja do sierpnia oraz łącznie te cztery miesiące.

Wyniki

W ciągu doby w całym sezonie (maj–sierpień) najwyższa średnia godzinna liczba ziaren występowała w południe (11.00–12.00 CSE), natomiast w poszczególnych miesiącach zaznaczyły się wyraźne różnice (rys. 1). Na początku sezonu pyłkowego (maj) średnio najwięcej ziaren pyłku traw przypadało na godziny poranne i oko-

łopołudniowe (średnio 1,0–1,5), z maksimum o 9.00 (1,7). W czerwcu, czyli w pełni sezonu pyłkowego, zaznaczał się dość wyraźny wzrost liczby ziaren w godzinach 6.00–7.00, z maksimum w południe (średnio 4,4) i powolnym ich spadkiem od 15.00–16.00. W lipcu maksimum liczby ziaren było przesunięte w czasie, przypadało bowiem na godziny wczesnopołudniowe (13.00) (rys. 1). Pod koniec sezonu, w sierpniu, liczba ziaren pyłku traw była niewielka i przyjmowała najwyższe wartości w południe.

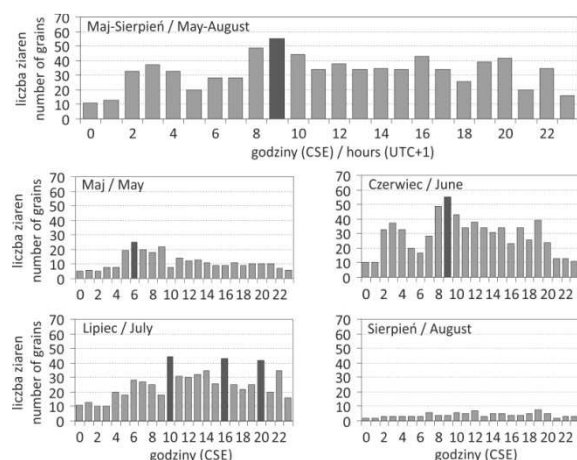


Rys. 1. Średnia godzinna liczba ziaren pyłku traw w okresie od maja do sierpnia w Krakowie w latach 2003–2014

Mean hourly number of grass pollen grains from May to August in Krakow in the period 2003–2014

Średnie godzinne wartości nie do końca oddają rzeczywisty przebieg liczby ziaren pyłków. Dla alergików istotne są ich rzeczywiste wartości w ciągu doby, a zwłaszcza w konkretnych porach dnia. Wysokie godzinne wartości liczby ziaren mogą bowiem zaostrzać objawy alergiczne i wskazywać kiedy nie powinno się wychodzić poza pomieszczenia czy wietrzyć mieszkania. Z tego powodu analizie poddano również maksymalne godzinne wartości liczby ziaren traw w poszczególnych miesiącach. Okazało się, że w maju stosunkowo wysokie wartości (około 20 ziaren w m³), występują już w godzinach wczesnoporannych (6.00) i porannych, do 9.00 (rys. 2), zaś w pozostałych godzinach wartości nie przekraczają 15 ziaren. W czerwcu alergicy są narażeni na wysokie stężenia godzinne (ponad 30 ziaren) już od godziny 2.00–3.00 do 4.00–5.00, potem następuje może nieznaczny spadek liczby ziaren i ponowny jego wzrost w godzinach 8.00–20.00, z maksimum o 9.00. W lipcu wysokie wartości przypadały w aż w trzech godzinach: 10.00, 16.00 i 20.00. Liczba

ziaren pyłku traw wynosiła wówczas ponad 40. Pod koniec sezonu maksymalne godzinne wartości są już bardzo niewielkie, w analizowanym okresie nie osiągały nawet 10 ziaren (rys. 2).



Rys. 2. Maksymalna godzinna liczba ziaren pyłku traw w okresie od maja do sierpnia w Krakowie w latach 2003–2014

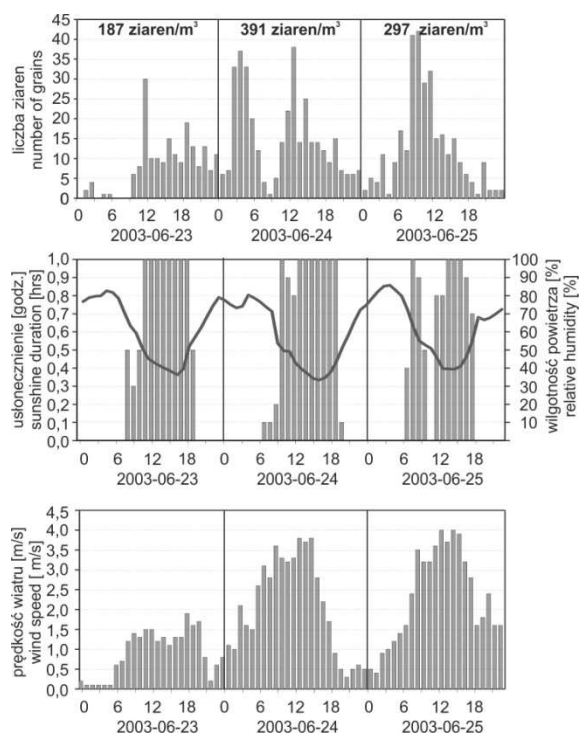
Maximum hourly number of grass pollen grains from May to August in Krakow in the period 2003–2014

W dalszej analizie uwzględniono dni, w których dobowe stężenie przekraczało wartości progowe, wywołujące objawy uczuleniowe. Jak wspomniano we wstępie są one różnie definiowane. W niniejszym opracowaniu przyjęto, że wynosi ono 50 ziaren/m^3 . W analizowanym wieloleciu takich dni było 186. Dla lepszego zobrazowania wpływu warunków meteorologicznych na godzinne stężenie ziaren wybrano także 34 dni z dobową sumą traw ponad 100 ziaren/m^3 . Przykładowe, najbardziej reprezentatywne przebiegi stężenia traw w różnych typach pogody, przedstawiono na rys. 3, 4, 5.

Jak już wspomniano wysoka liczba ziaren pyłku traw najczęściej wstępuje w czerwcu. W słoneczny, ciepły dzień w pełni sezonu kwitnienia, pylniki najczęściej otwierają się już w godzinach wczesnoporannych (6.00), dlatego też liczba ziaren dość wyraźnie wzrasta i często utrzymuje się do godzin wieczornych (20.00) na poziomie około $20\text{--}30 \text{ ziaren/m}^3$. Nawet wzrost zachmurzenia i wartości temperatury powietrza w ciągu dnia nie wykazały istotnego wpływu na dobowy przebieg liczby ziaren traw. Większą zależność stwierdzono pomiędzy temperaturą powietrza a sumą roczną ziaren oraz początkiem, końcem i długością trwania sezonu pyłkowego traw.

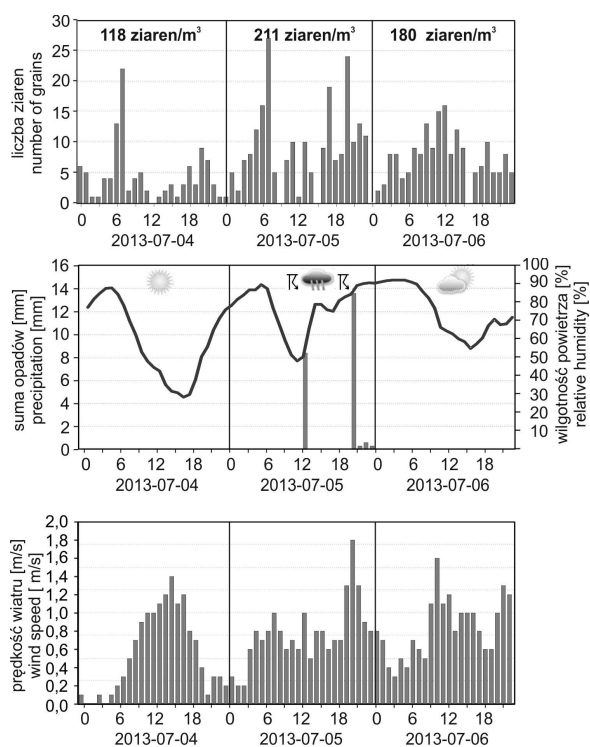
Zdecydowanie większy wpływ na liczbę ziaren traw ma zmiana wilgotności powietrza i/lub

prędkości wiatru. Spadek wilgotności względnej powietrza, zwłaszcza w nocy, gdy najczęściej jest ona wysoka, przyczynia się do wzrostu liczby ziaren. Dodatkowym czynnikiem zwiększającym, ale też zmniejszającym liczbę ziaren w powietrzu, jest wzrost prędkości wiatru. Wiatr bowiem może „oczyszczać” powietrze, wywiewając ziarna z obszaru miasta, ale też je nawiewać z przyległych terenów zielonych i parków miejskich oraz kwitnących łąk zlokalizowanych poza miastem, jak również ponownie wprowadzać do atmosfery zdeponowane ziarna na powierzchni (redepozycja). Właśnie taki przypadek ilustruje przebieg godzinny liczby ziaren pyłku traw w dniu 24 czerwca 2003 roku (rys. 3). Nocny (godz. 3.00–6.00) wzrost liczby ziaren pyłku wystąpił przy spadku wilgotności i wzroście prędkości wiatru. Doba wcześniejsza i późniejsza (23 i 25 czerwca 2003 roku) obrazowały najczęstszy przebieg godzinny liczby ziaren traw w pogodny dzień, z bardzo słabym wiatrem w godzinach nocnych i wzrostem jego prędkości w godzinach okołopołudniowych.



Rys. 3. Dobowy przebieg liczby ziaren pyłku traw oraz godzinne wartości usłonecznienia (godz.), wilgotności względnej powietrza (%) i prędkości wiatru (m/s) w Krakowie w dniach od 23 do 25 maja 2003 roku

Intradiurnal dynamics of grass pollen amount and sunshine hours (hrs), relative humidity (%) and wind speed (m/s) in Krakow from the 23rd to the 25th of May 2003

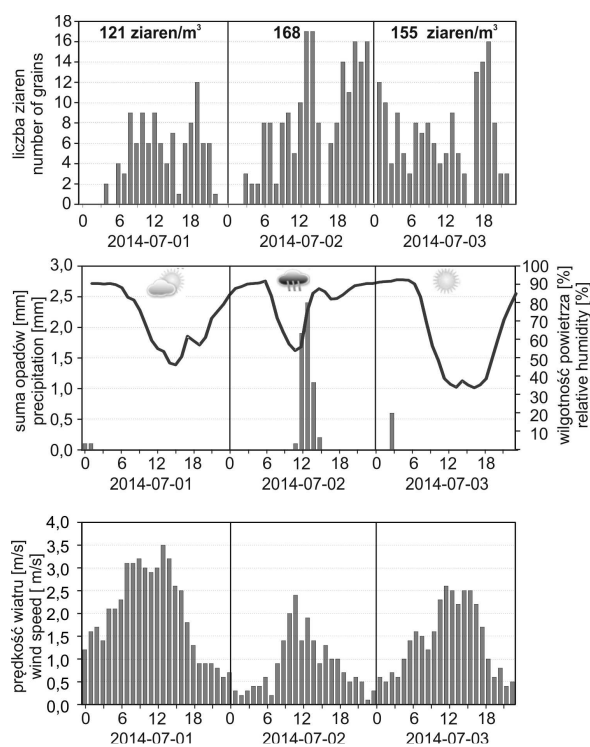


Rys. 4. Dobowy przebieg liczby ziaren pyłku traw oraz godzinne wartości sum opadów atmosferycznych (mm), wilgotności względnej powietrza (%) i prędkości wiatru (m/s) w Krakowie w dniach od 4 do 6 lipca 2013 roku

Intradiurnal dynamics of grass pollen content and hourly sum of precipitation (mm), relative humidity (%) and wind speed (m/s) in Krakow from the 4th to the 6th of July 2013

Jak już wspomniano, w lipcu wysoka liczba ziaren pyłku traw w ciągu doby może występować aż w trzech godzinach, dlatego też w pogodne dni należy unikać kontaktu z alergenami już od wczesnych godzin porannych, aż do wieczora (rys. 4; 4 i 6 lipca 2013 roku). Na przykładzie przebiegu wartości w dniu 5 lipca 2013 roku przedstawiono natomiast jaki wpływ wywiera opad atmosferyczny na liczbę ziaren pyłku traw (rys. 4). Tego dnia w godzinach 13.00–14.00 oraz 21.00–00.00 wystąpił opad atmosferyczny, któremu towarzyszyła burza. O ile po południu liczba ziaren pyłku dość wyraźnie spadła, o tyle w godzinach nocnych ich wartości utrzymywały się nawet na dość wysokim poziomie. Dopiero po północy kolejnego dnia ich liczba wyraźnie spadła, niemniej jednak nad ranem ponownie nastąpił ich wzrost.

Potwierdzeniem tego, że opad atmosferyczny, nawet dość intensywny, nie zawsze powoduje wypłukanie ziaren pyłku traw z powietrza, a jeśli już to na dość krótko, jest także przebieg



Rys. 5. Dobowy przebieg liczby ziaren pyłku traw oraz godzinne wartości sum opadów atmosferycznych (mm), wilgotności względnej powietrza (%) i prędkości wiatru (m/s) w Krakowie w dniach od 1 do 3 lipca 2014 roku

Intradiurnal dynamics of grass pollen content and hourly sum of precipitation (mm), relative humidity (%) and wind speed (m/s) in Krakow from the 1st to the 3rd of July 2014

wartości sumy ziaren przedstawionych na rys. 5 (zwłaszcza 2 lipca 2014 roku). Opad o natężeniu 1–2 mm/godz., występujący przez 3 godziny, nie był w stanie szybko oczyścić atmosfery z ziaren. Po zaledwie dwóch godzinach od jego zakończenia liczba ziaren ponownie wróciła do wartości równej lub wyższej od 10 (rys. 5). Warto zaznaczyć, że opad atmosferyczny często powoduje wzrost wilgotności powietrza przyczyniając się do występowania zjawiska osmozy – ziarna pyłku wchłaniają wilgoć, pęcznieją i pękają. Wydostaje się wówczas masa cytoplazmatyczna stanowiąca duże zagrożenie dla alergików. Dlatego okres podczas i zaraz po wystąpieniu opadów atmosferycznych, nawet intensywnych, nie jest bezpieczny dla chorych (D'Amato i in. 2007).

Wnioski i dyskusja

Dynamika dobowego rozkładu ziaren pyłku traw jest dość zróżnicowana, zależy od terminów kwitnienia, godziny uwalniania się pyłku z pylni-

ków wybranych gatunków traw oraz warunków meteorologicznych. W każdym z sezonów pyłkowych zaznacza się wyraźna różnica pomiędzy godzinnymi wartościami liczby ziaren na początku sezonu (w maju), w pełni sezonu (czerwiec, lipiec) oraz pod jego koniec (sierpień). W pogodny, ciepły i suchy dzień (z niewielką wilgotnością powietrza) w pełni sezonu pyłkowego traw, liczba ziaren w ciągu doby często dwukrotnie osiąga wysokie wartości (ponad 30–40 ziaren), w godzinach 6.00–10.00 oraz 16.00–20.00. Pomiedzy tymi godzinami również liczba ziaren jest dość duża (ponad 20 ziaren). Zazwyczaj w nocy liczba ziaren wyraźnie spada (do ok. 10 ziaren). Jednak wraz ze wzrostem prędkości wiatru i nawet stosunkowo niewielkim spadkiem wilgotności powietrza może dojść do ponownego ich wzrostu w wyniku redepozycji. W ciągu dnia, z uwagi na ruchy turbulencyjne powietrza oraz większe prędkości wiatru, ziarna pyłku unoszą się w powietrzu i rzadziej opadają.

Występuje dość powszechna opinia, że opady atmosferyczne, zwłaszcza o dużym natężeniu, oczyszczają atmosferę z ziaren pyłku. Jednak analiza danych z Krakowa nie do końca potwierdziła ww. teorię. Wprawdzie w pierwszym etapie intensywny deszcz oczyszcza powietrze, ale często już około 30–60 minutach od zakończenia opadów pylniki traw wysychają i ponownie uwalniają się ziarna. Osoby uczulone na alergeny pyłku traw mogą w sezonie pyłkowym liczyć tylko na bardzo krótkotrwałe złagodzenie objawów. Jednak ziarna pyłku są tylko „nośnikami” alergenów. W czasie krótkotrwałych opadów czy intensywnych mgieł ziarna pyłku pęcznieją, wchłaniając wilgoć, po czym pękają i uwalniają alergeny. Warto zwrócić uwagę, że w obszarach zurbanizowanych alergeny mogą się osadzać na cząstkach sadzy czy spalin silników Diesla (Rapiejko, Weryszko-Chmielewska 1998). Mogą być wówczas przyczyną napadów astmy pyłkowej i atopowych zmian skórnych (Knox i in. 1997). Prowadzone w kraju i za granicą badania wskazują także na wyraźne pojawianie się napadów astmy podczas burzy (Knox 1993). Pod wpływem kontaktu z wodą alergeny pyłku traw ulegają rozbiciu. Docierają do dolnych dróg oddechowych, powodując rozwój astmy, a nie tylko nieżyt nosa, jak ma to miejsce w przypadku zaatakowania jedynie górnych dróg oddechowych. Uważa się także, że ziarna wznoszone są do góry pod wpływem zimnego powietrza podczas burz, przez co są łatwiej wdychane przez chorych (D'Amato i in. 2007).

Literatura

- Chłopek Kazimiera, Katarzyna Dąbrowska-Zapart. 2011. „Charakterystyka sezonów pyłkowych traw w Sosnowcu w latach 1997–2009”. *Fragmenta Floristica et Geobotanica Polonica* 18 (2): 387-396.
- D'Amato Gennaro, Gennaro Liccardi, Giuseppe Frenguelli. 2007. „Thunderstorm-asthma and pollen allergy”. *Allergy* 62 (1): 11-16.
- Dowing Paul. 1987. Wind pollination mechanism and aerobiology. W: Kenneth L. Giles, Jatendra Prakash (red.) *Pollen: Cytology and development*, 421-437. Orlando: Academic Press Inc.
- Falkowski Marian. 1982. Trawy polskie. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne.
- Frey Ludwik. 2007. Taksonomia traw. W: Ludwik Frey (red.) *Księga polskich traw*, 39-63. Kraków: Instytut Botaniki PAN.
- Knox R. Bruce. 1993. „Grass pollen, thunderstorms and asthma. *Clinical Experimental Allergy* 25 (5): 354-359.
- Knox R. Bruce, Cenk Suphioglu, Philip E. Taylor, Rupen Desai, Harry C. Watson, Jun-Lin Peng, Leslie A. Bursill. 1997. „Major grass pollen allergen Lol p I binds to diesel exhaust particles: implications for asthma and air pollution”. *Clinical Experimental Allergy* 27 (3): 246-251.
- Maślankiewicz Kazimierz. 1957. Mała encyklopedia przyrodnicza. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Myszkowska Dorota, Bartosz Jenner. 2009. „Charakterystyka dobowego rozkładu stężenia pyłku traw w sezonie pyłkowym”. *Fragmenta Floristica et Geobotanica Polonica* 16 (2): 405-414.
- Myszkowska Dorota, Katarzyna Piotrowicz, Monika Ziemanin, Kazimiera Chłopek, Katarzyna Dąbrowska-Zapart, Agata Dulaska-Jeż, Łukasz Grewling, Idalia Kasprzyk, Barbara Majkowska-Wojciechowska, Małgorzata Małkiewicz, Małgorzata Nowak, Krystyna Piotrowska-Weryszko, Małgorzata Puc, Elżbieta Weryszko-Chmielewska. 2015. „Grass pollen seasons in Poland against a background of the meteorological conditions”. *Acta Agrobotanica* 68 (4): 357-365.
- Obtułowicz Krystyna, Kazimierz Szczepanek, Jadwiga Radwan, Marek Grzywacz, Kazimierz Adamus, Andrzej Szczeklik. 1991. „Correlation between airborne pollen incidence, skin prick tests and serum immunoglobulin in allergic people in Cracow, Poland”. *Grana* 30 (1): 136-141.
- Obtułowicz Krystyna, Kazimierz Szczepanek, Andrzej Szczeklik. 1990. „The value of pollen count for diagnosis and therapy of pollen allergy in Poland”. *Grana* 29 (4): 318-320.
- Piotrowicz Katarzyna, Dorota Myszkowska. 2008. Charakterystyka sezonów pyłkowych wybranych taksonów roślin w Krakowie na tle warunków meteorologicznych. W: Kazimierz Kły-

- sik, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 301-311. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Piotrowska Krystyna. 2006. „The effect of meteorological factors on the start of the grass pollen season in Lublin in the years 2001-2004”. *Acta Agrobotanica* 59 (1): 365-372.
- Rapiejko Piotr. 1998. Pyłkowica. W: Edward Zawisza, Bolesław Samoliński (red.) *Choroby alergiczne*, 172-190. Warszawa: Wydawnictwo Lekarskie PZWL.
- Rapiejko Piotr, Elżbieta Weryszko-Chmielewska. 1998. „Pyłek traw”. *Alergia Astma Immunologia* 3(4): 187-192.
- Samoliński Bolesław. 2008. ECAP Epidemiologia Chorób Alergicznych w Polsce (ECAP). Raport z badań przeprowadzonych w latach 2006-2008 w oparciu o metodologię ECRHS II i OSAAC. Warszawa: Oficyna Wydawnicza Warszawskiego Uniwersytetu Medycznego.
- Samoliński Bolesław, Adam J. Sybilski, Filip Raciborski, Anna Tomaszewska, Piotr Samel-Kowalik, Artur Walkiewicz, Adam Lusawa, Jacek Borowicz, Joanna Gutowska-Ślesik, Liliana Trzpił, Justyna Marszałkowska, Nina Jakubik, Edyta Krzych, Jarosław Komorowski, Agnieszka Lipiec, Tomasz Gotlib, Urszula Samolińska-Zawisza, Zbigniew Hałat. 2009. „Prevalence of rhinitis in Polish population according to the ECAP (Epidemiology of Allergic Disorders in Poland) study”. *Otolaryngologia Polska* 63 (4): 324-330.
- Szafer Władysław, Stanisław Kulczyński, Bogumił Pawłowski. 1988. *Rośliny polskie*. Wyd. VI. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Weryszko-Chmielewska Elżbieta (red.). 2007. *Aerobiologia*, Lublin: Wydawnictwo Akademii Rolniczej.

Summary

In Poland, an increase in the incidence of pollen allergy caused, first of all, by the airborne pollen allergens of anemophilous plants, especially grasses (*Poaceae*) has been noted for decades. It is stated that up to 90% of patients suffering from pollen allergy is sensitive to grass allergens (Obtułowicz *et al.* 1990, 1991).

In spite of numerous papers on grass pollen concentrations in the air, only a few articles refer to the intradiurnal dynamics of pollen occurrence. For this reason, the aim of the study was to estimate the regularities in the intradiurnal dynamics of grass pollen grain numbers (*Poaceae*) against a background of meteorological conditions in Krakow.

The hourly pollen data and the selected meteorological elements (precipitation, relative humidity, sunshine and wind speed) obtained in Krakow in 2003–2014 were used.

The pollen concentrations at particular hours, e.g. at 12.00 AM, refer to pollen occurrence between 11.00 and 12.00 AM (UTC+1). Aeropalynological observations were performed using the volumetric method and VPPS 2000 (Lanzoni Ltd.) sampler. The sampler is located on the roof of the Collegium Śniadeckiego building (Jagiellonian University, Institute of Botany) (20 m above ground level), 300 m from the meteorological station where the meteorological elements were measured.

The highest hourly pollen count was found between 11.00 and 12.00 AM UTC+1 during the whole season (May–August), while in particular months clear differences in time of the maximum pollen occurrence were observed (Fig. 1). In May, the relatively high pollen count, about 20 pollen grains/m³ occurred in the early morning (6.00 AM), and it lasted up to 9.00 AM (Fig. 2). During the day (24 hrs), two occurrences of an increase in the pollen count were observed, in 6.00–9.00 AM and 4.00–8.00 PM (UTC+1). In June, sensitive patients are exposed to a high pollen occurrence (more than 30 pollen grains from 2.00–3.00 AM to 4.00–5.00 AM), then a decrease in pollen count is noted, and finally the maximum count is observed at 9.00 AM. In July, the highest pollen occurrence was observed at 10.00 AM, 4.00 PM and 8.00 PM. At the end of the grass pollen season, the maximum pollen count was relatively low – it did not reach 10 pollen grains (Fig. 2).

During warm, dry weather, two occurrences of an increase in the pollen count were observed, in 6.00–9.00 AM and 4.00–8.00 PM UTC+1. On the other hand, the pollen concentration decreases at night, although in case of the wind speed increase and the relative decline in humidity, a repeated pollen occurrence is possible because of redeposition.

It is thought that precipitation, especially torrential rain, purifies the air of the pollen grains. Our analyses did not confirm this thesis. After precipitation, the anthers dry very quickly (after 30–60 minutes) and the increase in pollen concentration is observed. Thus patients allergic to grass pollen, could enjoy only a very short-term of symptom mitigation.

**WARUNKI KLIMATYCZNE I BIOKLIMATYCZNE
TERENÓW REKREACYJNYCH KIELC NA TLE KLIMATU CENTRUM MIASTA
W TRAKCIE EPIZODÓW POGODY GORĄCEJ**

**Climatic and bioclimatic conditions in the recreation areas of the city of Kielce
during hot weather as compared to the climate of the city center**

KRZYSZTOF JARZYNA*, GRZEGORZ ŻARNOWIECKI*

Zarys treści. W pracy określono zróżnicowanie warunków termicznych i biotermicznych w Kielcach oraz w obszarze pozamiejskim w warunkach pogody gorącej (dni z $t_{maks.} > 25,0^{\circ}C$) i upalnej (dni z $t_{maks.} > 30,0^{\circ}C$), ze szczególnym uwzględnieniem terenów rekreacyjnych miasta. W tym celu porównywano codzienne wartości temperatury powietrza i wskaźnika WBGT (*Wet Bulb Globe Temperature*) w wybranych punktach, różniących się użytkowaniem terenu. Stwierdzono, że na terenach rekreacyjnych Kielc jest zwykle chłodniej niż w obrębie zabudowy miejskiej (średnio do $1,4^{\circ}C$ pomiędzy centrum a otoczeniem Zalewu Kieleckiego). Wyjątek stanowią kieleckie kamieniołomy, cieplejsze w ciągu dnia niż obszary zabudowane. Ich zwiedzanie w okresach pogody upalnej może skutkować wystąpieniem niebezpiecznego dla zdrowia stresu termicznego. Różnice pomiędzy wartościami wskaźnika WBGT w obrębie zabudowy i w terenach rekreacyjnych Kielc są znacznie mniejsze niż w przypadku temperatury powietrza. Wynika to z większej wilgotności powietrza w terenach zielonych i w otoczeniu zbiorników wodnych, powodującej występowanie zjawiska parności. Stąd w dniach gorących i upalnych również na terenach rekreacyjnych Kielc należy ograniczyć aktywność fizyczną.

Słowa kluczowe: dni gorące, dni upalne, WBGT (*Wet Bulb Globe Temperature*), tereny rekreacyjne, Kielce

Abstract. The variability of thermal and biothermal conditions was determined in the city of Kielce and in its outskirts during hot ($T_{max} > 25.0^{\circ}C$) and very hot ($T_{max} > 30.0^{\circ}C$) days. Special attention was paid to the thermal and biothermal conditions in the recreation areas of Kielce. Hourly air temperature and WBGT index (*Wet Bulb Globe Temperature*) values in several locations were utilized to do so. The measurement points were located in areas with different land use. It was found that air temperature is lower in recreation areas as compared with built-up areas. The surroundings of the Kielce Reservoir are the coolest place – they are $1.4^{\circ}C$ colder than the downtown. A significant exception are former quarries, many currently being nature reserves. Their bottoms are generally warmer than the downtown and trips to those quarries can cause hazardous heat stress during hot weather. The variability of WBGT turned out to be less pronounced than that of the air temperature. It resulted from higher humidity and more frequent sultry weather conditions in the recreation areas as compared with the downtown. Therefore, physical activity should be limited also in the recreation areas of the city of Kielce during hot weather.

Key words: hot days, very hot days, WBGT (*Wet Bulb Globe Temperature*), recreation areas, Kielce

Wprowadzenie

W ostatnich dwudziestu latach powstało kilka studiów opisujących zróżnicowanie topoklimatyczne i biotopoklimatyczne Kielc, jednego z większych (ok. 200 tys. mieszkańców) ośrodków miejskich naszego kraju (m.in. Żarnowiecki 2002, 2003; Olszewski i in. 2003). W żadnym z nich Autorzy nie skupili się na poznaniu zróżnicowania stresu gorąca w obrębie miasta. Pewien pogląd na to zagadnienie dał Żarnowiecki (2003) w pracy poświęconej zjawisku parności,

często towarzyszącemu pogodzie gorącej i upalnej. Występowaniu fal upałów na Wyżynie Kieleckiej poświęcony jest artykuł Jarzyny (2012); ale analiza warunków termicznych i biotermicznych w Kielcach jest tylko jednym z wątków.

W świetle obserwowanego w ostatnich dziesięcioleciach wzrostu częstości fal upałów (np. Kossowska-Cezak, Skrzypczuk 2011) ocena związanego z nimi zagrożenia zdrowia mieszkańców dużych skupisk ludzkich staje się ważnym zagadnieniem. Wielokrotnie opisywano

* Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce; e-mail: jarzynak@ujk.edu.pl

niekorzystne oddziaływanie fal upałów na zdrowie i samopoczucie człowieka (m.in. Huynen i in. 2001; Kozłowska-Szczęsna i in. 2004). Wykazano też, że występowanie miejskiej wyspy ciepła może zwiększać natężenie stresu gorąca w porównaniu z obszarami zamiejskimi (m.in. Szczesńiewska, Wibig 2008; Jarzyna 2010).

Celowa wydaje się więc ocena na ile przebywanie przez mieszkańców miast w obrębie terenów rekreacyjnych może ten stres zmniejszyć. Oceny takiej dokonano dla Kielc, wskazując te obszary rekreacyjne miasta, w których stres gorąca jest najbardziej złagodzony, jak również zalecając bezpieczną dla zdrowia intensywność aktywności fizycznej.

Materialy i metody

W pracy wykorzystano codzienne wartości temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej zarejestrowane w dniach gorących ($t_{maks.} > 25,0^{\circ}C$) i upalnych ($t_{maks.} > 30,0^{\circ}C$). Źródłem danych są portale: Systemu Monitoringu Jakości Powietrza WIOŚ w Kielcach (<http://smjp.kielce.pios.gov>) i Ogimet (<http://www.ogimet.com>) – zawierający dane IMGW-PIB oraz pomiary topoklimatyczne prowadzone w siedmiu miejscach położonych w granicach administracyjnych Kielc (rys. 1).

Dane zaczerpnięte z portalu WIOŚ w Kielcach oraz portalu Ogimet zarejestrowane zostały w ciągu 178 dni gorących i upalnych w okresie od 2012 do 2015 roku. Codzienne wartości temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej pozwoliły opisać zmienność warunków termicznych i biotermicznych w ciągu całej doby. Łączna liczba analizowanych przypadków wynosi 4142. Dane WIOŚ wykorzystano w charakterystyce bioklimatu miasta, zaś dane IMGW-PIB z portalu Ogimet – w opisie warunków pozamiejskich. Nie pozwalają one jednak przeanalizować zróżnicowania warunków biometeorologicznych w obrębie miasta.

Było to możliwe dzięki danym uzyskanym z pomiarów topoklimatycznych. Pochodzą one z kilkunastu letnich i wiosennych dni 2000, 2001, 2003, 2012, 2013 i 2015 roku, w których temperatura powietrza przekraczała $25,0^{\circ}C$ przynajmniej na jednym z rozpatrywanych stanowisk pomiarowych. Badania wykonywano w dziennej części doby. W poszczególnych latach ich początek i koniec przypadał na różne godziny; najwcześniej wykonywano je o godzinie 6.00, najpóźniej o godzinie 20.00 CSE+1. Analizowane ciągi danych meteorologicznych są krótkie,



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych na tle form pokrycia terenu

1 – lasy i parki, 2 – zabudowa rozproszona, 3 – zabudowa zwarta, 4 – rzeki i zbiorniki wodne, 5 – wzniesienia, 6 – drogi, 7 – linie kolejowe; punkty pomiarowe: 8 – w terenie zamiejskim, 9 – w obrębie zabudowy, 10 – w terenach rekreacyjnych; szczegółowy opis lokalizacji punktów w tekście

Location of measurement points and land cover of their surroundings

1 – forests and parks; 2 – discontinuous urban fabric; 3 – continuous urban fabric; 4 – rivers and reservoirs; 5 – summits; 6 – roads; 7 – railways; measurement points: 8 – located outside of the city, 9 – located within built-up areas, 10 – located within recreation areas; detailed description in the text

o różnej długości w poszczególnych punktach pomiarowych – od 10 pomiarów codziennych z jednego dnia na wierzcholinie Pasma Dymińskiego do 100 pomiarów codziennych z 7 dni w punktach zlokalizowanych przy brzegu Zalewu Kieleckiego i obok dworca PKP.

Przyrządy pomiarowe umieszczone były na różnych wysokościach. Na stacji meteorologicznej IMGW-PIB Kielce-Suków znajdowały się na standardowej wysokości 2,0 m n.p.g., w trakcie pomiarów topoklimatycznych – na wysokości 1,3 m n.p.g., zaś na stacji pomiarowej WIOŚ przy ul. Jagiellońskiej – na wysokości 3,5 m n.p.g. Wysokość, na której umieszczono przyrządy pomiarowe na stacji IMGW-PIB i w trakcie pomiarów topoklimatycznych, choć różna, jest zgodna z wymogami WMO (Guide to ... 2008). Wysokość, na której umieszczono czujniki pomiarowe na stacji WIOŚ w Kielcach wykracza poza suge-

rowany przez WMO zakres. Niemniej gradient termiczny powyżej wysokości 2 m jest mniejszy niż przy powierzchni ziemi; założono zatem, że wartości temperatury powietrza na wysokości 2 m i 3,5 m n.p.g. nie różnią się znacząco.

Jak już wspomniano, warunki klimatycznego tła pozamiejskiego reprezentowały dane ze stacji meteorologicznej IMGW-PIB w Kielcach-Sukowie (punkt nr 1 na rys. 1). Warunki klimatu miasta przeanalizowano na podstawie danych meteorologicznych z punktu monitoringu powietrza WIOŚ zlokalizowanego przy ul. Jagiellońskiej (punkt nr 2 na rys. 1) oraz z trzech punktów pomiarów topoklimatycznych położonych w sąsiedztwie dworca PKP (punkt nr 3 na rys. 1), na Placu Wolności (punkt nr 4) oraz w sąsiedztwie Wojewódzkiego Szpitala Zespołowego (blisko punktu nr 2). Punkt nr 2 zlokalizowano w obrębie wysokiej zabudowy luźnej, punkty 3 i 4 – na placach położonych wewnątrz obszaru zabudowy zwartej. Pomiaru w tych punktach prowadzono nad sztuczną powierzchnią czynną. Obszary rekreacyjne Kielc reprezentowane były przez stanowiska położone w parku miejskim (punkt nr 5 na rys. 1), nad zalewem wodnym (punkt nr 6), w rezerwacie przyrody w dawnym kamieniołomie (punkt nr 7) oraz na wierzchołku Pasma Dymińskiego, blisko szczytu Telegraf wznoszącego się nad Kielcami (punkt nr 8 na rys. 1). Powierzchnia czynna w punktach pomiarowych zlokalizowanych w obszarach rekreacyjnych Kielc była naturalna – przeważnie trawiasta, cho-

ciaż dno nieczynnego kamieniołomu Wietrznia było nierównomiernie porośnięte trawą.

W ocenie uciążliwości pogody gorącej i upalnej posłużono się wskaźnikiem WBGT (*Wet Bulb Globe Temperature*), wyrażonym w °C. W wersji oryginalnej WBGT oblicza się na podstawie wartości temperatury powietrza zmierzonych: umieszczonym w cieniu termometrem suchym oraz termometrem zwilżonym i poczernionym termometrem kulistym, pozostającymi pod wpływem promieniowania słonecznego (Błażejczyk, Kunert 2011). W niniejszym opracowaniu wykorzystano uproszczoną formułę australijskiej służby meteorologicznej, pozwalającą obliczyć wartość WBGT według wzoru (http://www.bom.gov.au/info/thermal_stress/):

$$\text{WBGT } (^\circ\text{C}) = 0,567 * t + 0,393 * e + 3,94, \quad (1)$$

gdzie:

- t – temperatura powietrza (°C),
- e – ciśnienie pary wodnej (hPa).

Australijska służba meteorologiczna opracowała schemat wiążący wartości WBGT z dopuszczalną aktywnością fizyczną (tab. 1). Uwzględniony wskaźnik wykorzystywany był w Polsce do oceny warunków pracy w środowisku gorącym (np. Sudol-Szopińska i in. 2006), obciążeń termicznych sportowców (Błażejczyk, Szyguła 2004) oraz biometeorologicznych warunków wypoczynku (np. Chojnacka-Ożga, Ożga 2013).

Tabela 1

WBGT i dopuszczalna aktywność fizyczna (Błażejczyk, Kunert 2011)

WBGT and acceptable physical activity (Błażejczyk, Kunert 2011)

WBGT (°C)	Dopuszczalna aktywność fizyczna / Acceptable physical activity
≤18,0	nieograniczona unlimited
18,1–23,0	mogą wystąpić objawy stresu cieplnego, należy zachować ostrożność thermal stress can occur, a caution is recommended
23,1–28,0	osoby niezaaklimatyzowane powinny zaprzestać intensywnej aktywności fizycznej unadapted persons should stop intensive physical activity
28,1–30,0	osoby niezaaklimatyzowane powinny zaprzestać wszelkiej aktywności fizycznej unadapted persons should stop any physical activity
>30,0	wszystkie osoby powinny zaprzestać wszelkiej aktywności fizycznej all persons should stop any physical activity

W niniejszej pracy obliczono różnice pomiędzy temperaturą powietrza i wartościami wskaźnika WBGT na poszczególnych stanowiskach. W pierwszej kolejności porównano warunki bioklimatyczne na pozamiejskiej stacji referencyjnej (Kielce-Suków – nr 1) i na stacji miejskiej, zlokalizowanej przy ul. Jagiellońskiej (nr 2). Dzięki temu określono charakter i natężenie modyfikacji warunków termicznych i biotermicznych w mieście, obserwowane w dniach gorących i upalnych. Następnie, bazując na wynikach pomiarów topoklimatycznych, porównano warunki panujące w ob-

zowanej przy ul. Jagiellońskiej (nr 2). Dzięki temu określono charakter i natężenie modyfikacji warunków termicznych i biotermicznych w mieście, obserwowane w dniach gorących i upalnych. Następnie, bazując na wynikach pomiarów topoklimatycznych, porównano warunki panujące w ob-

rębie zabudowy z tymi w obszarach rekreacyjnych Kielc. Zestawiono temperaturę powietrza i wartości WBGT odpowiednio: w otoczeniu Zbiornika Kieleckiego i w sąsiedztwie dworca PKP, w parku miejskim i na Placu Wolności oraz w kamieniołomie Wietrznia oraz na wzniesieniu Telegraf i na stacji WIOŚ przy ul. Jagiellońskiej.

Należy zaznaczyć, że w opracowaniach topoklimatycznych przyjęte jest zestawianie wyników obserwacji z poszczególnych stanowisk pomiarowych z wynikami z punktu referencyjnego, najlepiej najbliższej stacji meteorologicznej (Paszyński i in. 1999). W niniejszym opracowaniu byłaby to stacja meteorologiczna IMGW-PIB w Kielcach-Sukowie. Uznano jednak, że porównanie warunków panujących w terenach rekreacyjnych z tymi w obszarach zabudowanych dostarczy bardziej wartościowych informacji, lepiej służąc osiągnięciu celu pracy.

Określono też warunki cyrkulacyjne w dniach, w których różnice temperatury powietrza pomiędzy analizowanymi punktami były największe. Wykorzystano w tym celu różne źródła: kalendarz sytuacji cyrkulacyjnych dla południowej Polski (Niedźwiedz 2013), kalendarz Grosswetterlagen (klasyfikacja obiektywna, której kalendarz dostępny jest na stronie internetowej Deutscher Wetterdienst – [https://www.dwd.de/...](https://www.dwd.de/)), komentarze synoptyka towarzyszące numerycznej prognozie pogody opracowanej w Interdyscyplinarnym Centrum Modelowania Matematycznego i Komputerowego UW (<http://www.meteo.pl>) oraz mapy synoptyczne brytyjskiej MetOffice (<http://www.wetterzentrale.de>).

Istotność statystyczną różnic średnich wartości temperatury powietrza i wskaźnika WBGT z poszczególnych punktów oceniono testem t-Studenta dla ciągów danych o rozkładach zbliżonych do rozkładu normalnego i testem U Manna-Whitneya dla ciągów danych niespełniających kryterium normalności rozkładu. Normalność rozkładu większości analizowanych ciągów liczbowych sprawdzono testem Shapiro-Wilka. Jedyne dla serii danych ze stacji IMGW-PIB Kielce-Suków i stacji WIOŚ przy ul. Jagiellońskiej zastosowano test Kołmogorowa-Smirnowa z poprawką Lilleforsa, z racji dużej liczebności danych, przekraczającej 2000 przypadków.

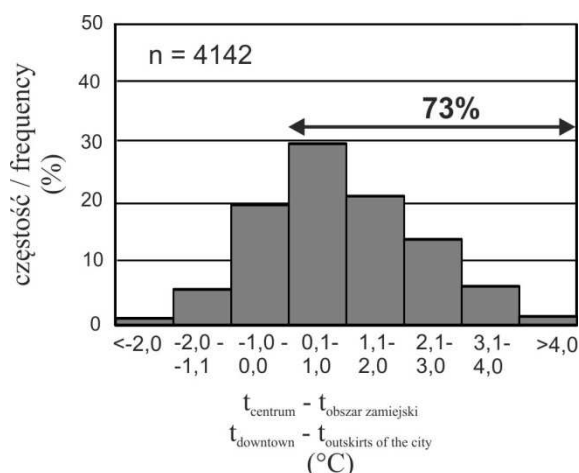
Określono też rozkład częstości obliczonych różnic temperatury powietrza, jak również to, jak często występowały wartości WBGT z przedziałów powiązanych z sugerowanymi ograniczeniami aktywności fizycznej.

Wyniki

Wstępem do oceny warunków biometeorologicznych obszarów rekreacyjnych Kielc była analiza wybranych charakterystyk klimatu centrum miasta na tle klimatu obszaru pozamiejskiego. Porównywane wartości temperatury powietrza i wskaźnika WBGT na stacji meteorologicznej IMGW-PIB w podkieleckim Sukowie oraz na stacji WIOŚ, zlokalizowanej w centrum Kielc (nr 2 na rys. 1), pochodziły ze 178 dni gorących i upalnych z okresu 2012–2015. Dni takie występowały wówczas w Kielcach najwcześniej w ostatniej dekadzie kwietnia, a najpóźniej w ostatniej dekadzie września.

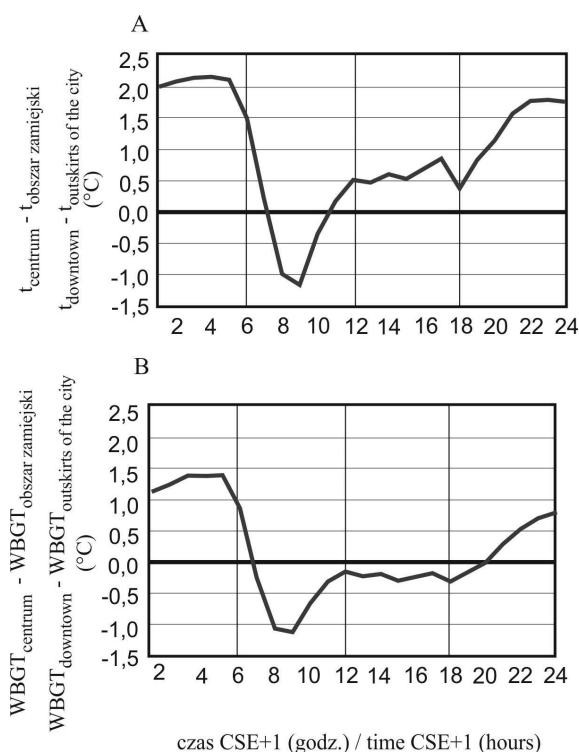
Temperatura powietrza na stacji położonej w centrum Kielc, przy ul. Jagiellońskiej (punkt nr 2 na rys. 1), była w analizowanych dniach średnio wyższa o $0,9^{\circ}\text{C}$ w porównaniu ze stacją pozamiejską – zlokalizowaną w Sukowie (punkt nr 1 na rys. 1). Różnica ta jest w świetle wartości testu U Manna-Whitneya istotna statystycznie na poziomie 0,05. Wśród analizowanych różnic termicznych przeważały ($> 70\%$ przypadków) sytuacje, w których w centrum miasta było cieplej (rys. 2). Najczęściej różnice termiczne nie były jednak duże; aż w 30% obserwacji w punkcie przy ul. Jagiellońskiej było cieplej niż w Sukowie, nie więcej niż o $1,0^{\circ}\text{C}$ (rys. 2). Największa różnica temperatury powietrza na korzyść obszaru zabudowanego wynosiła w analizowanych dniach $4,9^{\circ}\text{C}$ (30 kwietnia 2012 roku, o godzinie 3.00 CSE+1). W dniu tym panowała pogoda wyżowa, z napływem mas powietrza z południowego zachodu (Niedźwiedz 2013). Niemniej jednak w ponad 25% przypadków wyższą temperaturę powietrza rejestrowano poza miastem (rys. 2). Maksymalna różnica temperatury powietrza na korzyść Sukowa wynosiła $3,3^{\circ}\text{C}$. Sytuacja taka wystąpiła 28 sierpnia 2015 roku, o godzinie 9.00 CSE+1. Występowała wtedy pogoda wyżowa z napływem mas powietrza z południowego wschodu (<http://www.meteo.pl>, <https://www.dwd.de>).

Różnice termiczne pomiędzy centrum (w punkcie nr 2 na rys. 1) a obszarem pozamiejskim (w punkcie nr 1 na rys. 1) wykazują wyraźną zmienność w przebiegu dobowym (rys. 3). Największe różnice temperatury powietrza na korzyść centrum miasta (punkt nr 2 na rys. 1) występowały w analizowanych dniach w godzinach nocnych i wczesnych godzinach rannych. W godzinach 2.00–5.00 CSE+1 centrum miasta było cieplejsze od obszaru pozamiejskiego (punkt nr 1 na rys. 1) średnio o $2,1\text{--}2,2^{\circ}\text{C}$ (rys. 3A). W godzinach okołopołudniowych i popołudniowych różnice były



Rys. 2. Rozkład częstości różnic pomiędzy temperaturą powietrza w centrum Kielc (punkt nr 2 na rys. 1) i w obszarze pozamiejskim (punkt nr 1 na rys. 1)

Frequency distribution of differences between air temperature in the downtown of Kielce (point number 2 in Fig. 1) and in outskirts of the city (point number 1 in Fig. 1)



Rys. 3. Przebieg dobowy różnic temperatury powietrza (A) i wskaźnika WBGT (B) pomiędzy centrum Kielc (punkt nr 2 na rys. 1) a obszarem pozamiejskim (punkt nr 1 na rys. 1)

Diurnal course of differences between air temperature (A) and WBGT (B) in the downtown of Kielce (point number 2 in Fig. 1) and outskirts of the city (point number 1 in Fig. 1)

mniejsze – w centrum było cieplej niż poza miastem średnio o 0,5–1,0°C. W godzinach przedpołudniowych (8.00–10.00 CSE+1) to właśnie w Sukowie z reguły było cieplej niż w centrum Kielc (rys. 3A). Wiązać to można z mniej dynamicznym wzrostem temperatury powietrza w terenie zabudowanym w warunkach silnie przesłoniętego widnokręgu. Wartości temperatury powietrza przekraczające 25,0°C pojawiały się w Kielcach i na ich peryferiach w badanym okresie w godzinach 8.00–24.00 CSE+1, a wartości przekraczające 30,0°C – w godzinach 11.00–21.00 CSE+1. Centrum Kielc jest w tych godzinach cieplejsze od peryferii miasta o 0,6–0,7°C, mniej niż średnio w całej dobie.

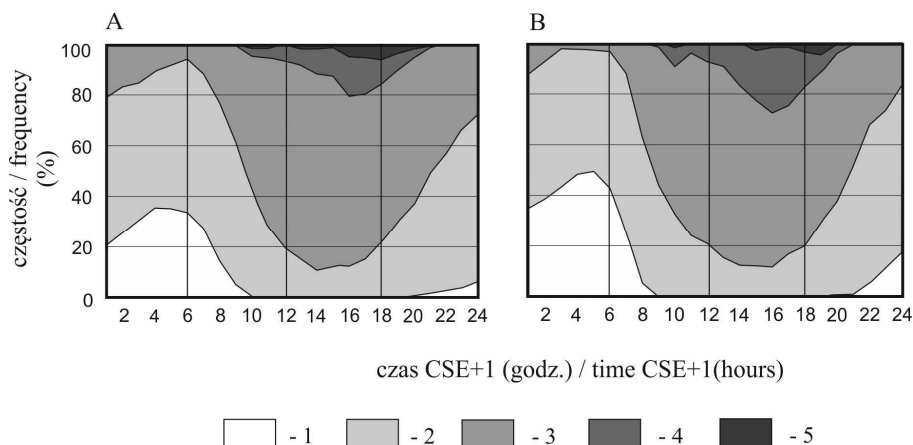
W analizowanych dniach wartości wskaźnika WBGT były w centrum Kielc (w punkcie nr 2 na rys. 1) wyższe w porównaniu z Sukowem średnio o 0,2°C (różnica istotna statystycznie na poziomie 0,05). Sytuacje, w których w centrum miasta wartości WBGT były wyższe niż na peryferiach, stanowiły ok. połowy przypadków. Widać więc, że o ile temperatura powietrza w dniach gorących i upalnych jest w centrum Kielc wyraźnie wyższa niż na peryferiach miasta, o tyle warunki biometeorologiczne w tych dwóch miejscach, w świetle wartości WBGT, niewiele się różnią. Małe różnice wartości WBGT pomiędzy centrum Kielc i ich peryferiami wynikają z tego, że oddziaływanie wyższej w centrum miasta temperatury powietrza równoważy wyższa w terenie pozamiejskim wilgotność powietrza. Ciśnienie pary wodnej w Sukowie było wyższe w porównaniu z centrum miasta średnio o 0,8 hPa.

Podobnie jak w przypadku temperatury powietrza, różnice wartości WBGT pomiędzy centrum miasta i obszarem pozamiejskim wyraźnie zmieniały się w cyklu dobowym. Wartości wskaźnika WBGT były wyższe w centrum Kielc w godzinach od 20.00 do 7.00 CSE+1. W godzinach przedpołudniowych (7.00–11.00 CSE+1) wartości WBGT były wyższe poza miastem. W pozostałej części doby (w południe i po południu) wartości wskaźnika w obu punktach były podobne (rys. 3B).

W ciągu doby, w dniach gorących i upalnych, w Kielcach przeważały (ok. 80% przypadków) wartości WBGT z przedziału 18,1–28,0°C (rys. 4). W takich warunkach mogą wystąpić objawy stresu cieplnego, ale nie ma potrzeby przerywania aktywności fizycznej (tab. 1). Wartości WBGT z zakresu powyżej 28,0°C, z którymi wiąże się konieczność zaprzestania wysiłku, stanowiły ok. 5,0–7,5% analizowanych przypadków. Występowały one łącznie w 65 spośród 178

analizowanych dni gorących i upalnych z okresu 2012–2015. Warunki takie obserwowano w godzinach od 9.00 do 21.00 CSE+1, z maksimum o 16.00, gdy udział takich sytuacji wzrastał do 20–27% (rys. 4). Występowanie wartości wskaźnika WBGT przekraczających 28,0°C było nieco częstsze w Sukowie niż w centrum miasta (w punkcie nr 2 na rys. 1). Z drugiej strony to

właśnie w centrum części rejestrowano wartości WBGT przekraczające 30,0°C, w których to sytuacjach wszyscy powinni zaprzestać aktywności fizycznej (rys. 4A). Na stacji przy ul. Jagiellońskiej sytuacji z wartościami wskaźnika WBGT przekraczającymi 30,0°C występowały w badanym okresie w 31 dniach, trwając łącznie 47 godzin (najdłużej 29.07.2013 roku – 4 godziny).



Rys. 4. Przebieg dobowy częstości klas wskaźnika WBGT w dniach gorących i upalnych

1 – < 18,0°C, 2 – 18,1–23,0°C, 3 – 23,1–28,0°C, 4 – 28,1–30,0°C, 5 – > 30,0°C, związanych z dopuszczalną aktywnością fizyczną: A – centrum Kielce (punkt nr 2 na rys. 1), B – obszar pozamiejski (punkt nr 1 na rys. 1)

Diurnal course of occurrence frequency of WBGT classes during hot and very hot days

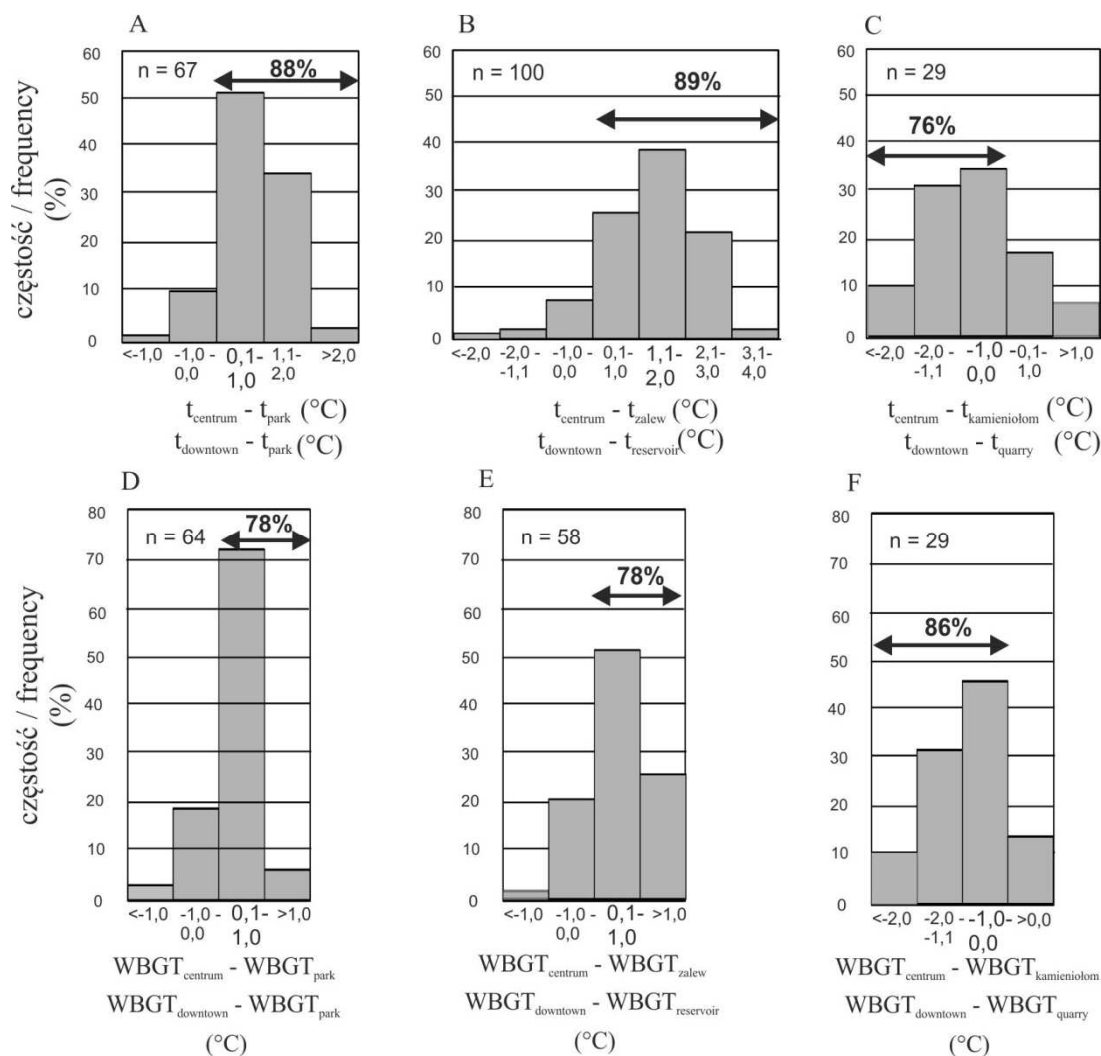
1 – < 18,0°C, 2 – 18,1–23,0°C, 3 – 23,1–28,0°C, 4 – 28,1–30,0°C, 5 – > 30,0°C, relating to acceptable physical activity: A – downtown of Kielce (point number 2 in Fig. 1), B – outskirts of the city (point number 1 in Fig. 1)

Punkt pomiarowy WIOŚ przy ul. Jagiellońskiej (nr 2 na rys. 1) znajduje się w obrębie wysokiej, rozproszonej zabudowy, nie zaś wśród zabudowy zwartej ścisłego centrum Kielce. W lipcu 2000 roku przeprowadzono pomiary topoklimatyczne w obu typach zabudowy. Stanowisko pomiarowe zlokalizowane przy Wojewódzkim Szpitalu Zespolonym leżało w sąsiedztwie wielokondygnacyjnych budynków mieszkalnych, blisko punktu pomiarowego WIOŚ (punkt nr 2 na rys. 1). Kolejne stanowisko położone było na placu przy dworcu PKP (punkt nr 3). W ciągu dwóch dni gorących, które wystąpiły w trakcie wspomnianej serii pomiarów topoklimatycznych, temperatura powietrza w punkcie położonym przy dworcu PKP była w godzinach 6.00–19.00 CSE+1 wyższa średnio o 0,7°C niż na stanowisku przy szpitalu wojewódzkim. Można więc przypuszczać, że różnice termiczne pomiędzy obszarem zwartej zabudowy w ścisłym centrum, a terenami zamieszkimi, są nieco większe niż sugeruje porównanie wartości z Sukowa (punkt nr 1 na rys. 1) i punktu pomiarowego WIOŚ przy ul. Jagiellońskiej (punkt nr 2 na rys. 1).

Mieszkańcy Kielce mają możliwość korzystania z licznych terenów rekreacyjnych. W centrum miasta znajduje się prawie 8-hektarowy park miejski im. S. Staszica (punkt nr 5 na rys. 1). Porastający go starodrzew zacieńa alejki parkowe. W efekcie w parku, w ciągu gorących letnich dni, jest zwykle chłodniej niż w obrębie zwartej zabudowy miejskiej. Temperaturę powietrza w parku miejskim porównano z temperaturą na Placu Wolności (punkt nr 4 na rys. 1), gdzie dominuje podłoże sztuczne. W analizowanych dniach w miejskim parku było średnio o 0,8°C chłodniej niż na Placu Wolności (różnica nieistotna statystycznie na poziomie 0,05). W 88% obserwacji w parku było chłodniej niż na placu (rys. 5A). Największa różnica temperatury powietrza pomiędzy tymi miejscami wynosiła 2,9°C (w parku było chłodniej), zarejestrowano ją w dniu 4 lipca 2000 roku o godzinie 15.00 CSE+1. Wyżyna Kielecka znajdowała się tego dnia w ciepłym wycinku niżu, napływały zwrotnikowe masy powietrza z południowego zachodu (Niedźwiedź 2013, <http://www.wetterzentrale.de>). W przypadku wartości WBGT różnice pomiędzy parkiem i placem miejskim były mniej-

sze (śr. $0,3^{\circ}\text{C}$). W 78% obserwacji wartości WBGT były w parku niższe niż na placu (rys. 5D). W ciągu czterech dni gorących, w których prowadzono jednocześnie pomiary w parku i na Placu Wolności, najwyższe zarejestrowane wartości

WBGT zawierały się w przedziale $23,1\text{--}28,0^{\circ}\text{C}$. Odpowiadają one warunkom, w których aktywność fizyczną powinny ograniczyć osoby niezaaklimatyzowane. Sytuacje takie występowały z podobną częstością w parku i na Placu Wolności.



Rys. 5. Rozkład częstości różnic pomiędzy temperaturą powietrza (A, B, C) i wskaźnikiem WBGT (D, E, F) w centrum Kielc (punkty nr 2, 3 i 4 na rys. 1) oraz w Parku im. S. Staszica – punkt nr 5 na rys. 1 (A, D), w otoczeniu Zalewu Kieleckiego – punkt nr 6 na rys. 1 (B, E) i w dniu nieczynnego kamieniołomu Wietrznia – punkt nr 7 na rys. 1 (C, F)

Frequency distribution of differences between air temperature (A, B, C) and WBGT (D, E, F) in the downtown of Kielce (points number 2, 3 and 4 in Fig. 1) and S. Staszic Park – point number 5 in Fig. 1 (A, D), Kielce Reservoir – point number 6 in Fig. 1 (B, E) and the bottom of the former Wietrznia quarry – point number 7 in Fig. 1 (C, F)

Ważnym miejscem wypoczynku mieszkańców Kielc są tereny zielone zlokalizowane w dolinie Silnicy, w tym otoczenie 9-hektarowego Zalewu Kieleckiego (punkt nr 6 na rys. 1). W 7 dniach gorących i upalnych, które wystąpiły w trakcie pomiarów topoklimatycznych prowadzonych w Kielcach latem w 2000 i 2001 roku

temperatura powietrza w otoczeniu zbiornika wodnego była średnio o $1,4^{\circ}\text{C}$ niższa niż w okolicach dworca PKP (punkt nr 3 na rys. 1). Różnica ta jest istotna statystycznie na poziomie 0,05. W 89% obserwacji nad zalewem było chłodniej niż na placu dworcowym (rys. 5B). Najczęściej występowały różnice z przedziału $1,1\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$,

a największa obliczona różnica wynosiła $3,7^{\circ}\text{C}$ (nad zalewem było wtedy chłodniej). Sytuacja ta miała miejsce 6 lipca 2001 roku, o godzinie 20.00 CSE+1. Pogodę nad Polską kształtował w tym dniu klin wysokiego ciśnienia (Niedźwiedz 2013). W przypadku wartości WBGT różnice pomiędzy otoczeniem zalewu i placem dworcowym były mniejsze (średnio $0,5^{\circ}\text{C}$). W 78% obserwacji w sąsiedztwie zalewu wartości wskaźnika WBGT były niższe w porównaniu z placem dworcowym (rys. 5E). Tylko raz na obydwu rozpatrywanych stanowiskach wystąpiła wartość WBGT przekraczająca $28,0^{\circ}\text{C}$, co odpowiada warunkom biometeorologicznym, w których osoby niezaaklimatyzowane powinny zaprzestać aktywności fizycznej. Miało to miejsce w dniu 7 lipca 2001 roku w godzinach popołudniowych. W dniu tym nad Polskę napływały masy powietrza z południa, napływem tych mas sterował niż z centrum nad Niemcami (<http://www.wetterzentrale.de>, <https://www.dwd.de>).

Mniejsze zróżnicowanie wartości WBGT w porównaniu z warunkami termicznymi wynika z większej wilgotności powietrza w parku i nad zalewem niż w obszarach gęstej zabudowy miejskiej. Dotyczy to zwłaszcza otoczenia zbiornika wodnego, nad którym ciśnienie pary wodnej było średnio o $0,8\text{ hPa}$ wyższe niż w okolicach dworca PKP.

Obiektami geoturystycznymi często odwiedzanymi przez mieszkańców Kielc i turystów są nieczynne kamieniołomy. Jednym z nich jest kamieniołom Wietrznia (punkt nr 7 na rys. 1), w którym przeprowadzono kilka serii pomiarów topoklimatycznych latem 2012 i 2015 roku. Inaczej niż w przypadku parku miejskiego i otoczenia Zalewu Kieleckiego (punkty nr 5 i 6 na rys. 1) obszar byłego kamieniołomu Wietrznia był cieplejszy niż centrum miasta (w punkcie nr 2 na rys. 1). Dno kamieniołomu było cieplejsze od obszaru zabudowanego o $0,7^{\circ}\text{C}$ (różnica nieistotna statystycznie na poziomie $0,05$). Na dnie kamieniołomu było cieplej niż w centrum miasta aż w 75% obserwacji (rys. 5C). Największa obliczona różnica termiczna pomiędzy dnem kamieniołomu a centrum miasta wynosiła $3,6^{\circ}\text{C}$ (w kamieniołomie było cieplej). Sytuacja ta miała miejsce 7 czerwca 2015 roku o godzinie 8.00 CSE+1. W dniu tym nad Polską występowała pogoda wyżowa, z napływem mas powietrza z południowego zachodu (<http://www.meteo.pl>, <https://www.dwd.de>). Wyższa temperatura powietrza w byłym kamieniołomie w porównaniu z centrum miasta wiąże się z charakterem podłoża i pokryciem terenu. Dno kamieniołomu porasta skąpa roślin-

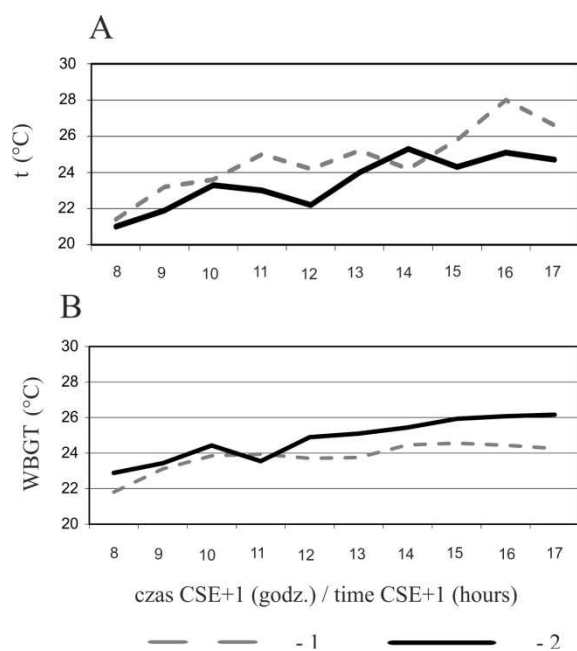
ność, w wielu miejscach występuje nieporośnięty grunt, odsłaniają się nagie skały budujące również ściany kamieniołomu. Ponadto widnokrąg w dnie kamieniołomu jest mniej przesłonięty niż pomiędzy budynkami. Sprzyja to silnemu nagrzewaniu się powierzchni ziemi i powietrza atmosferycznego w ciągu dnia. Większa wilgotność powietrza niż w centrum miasta powoduje, że różnice wartości WBGT pomiędzy obszarem zabudowanym a dnem kamieniołomu są większe niż w przypadku temperatury powietrza (śr. $0,9^{\circ}\text{C}$). Aż w 86% obserwacji w byłym kamieniołomie występowały wyższe wartości wskaźnika WBGT w porównaniu z zabudowanym centrum miasta (rys. 5F). Wartości WBGT przekraczające $28,0^{\circ}\text{C}$, odpowiadające występowaniu warunków biometeorologicznych, w których osoby niezaaklimatyzowane powinny zaprzestać aktywności fizycznej, były jednak równie częste w kamieniołomie, jak i w centrum miasta.

Miasto otaczają niewysokie pasma Gór Świętokrzyskich, zachęcające do pieszych wędrówek. Najwyższym wzniesieniem jest Telegraf (408 m n.p.m.). Dotychczas wykonano na nim tylko jedną serię pomiarów topoklimatycznych – dnia 14 czerwca 2015 roku, w terenie otwartym, przy górnym końcu narciarskiej trasy zjazdowej (punkt nr 8 na rys. 1). W dniu tym obserwowano napływ gorących mas powietrza z południa, przed przesuwającym się z zachodu chłodnym frontem atmosferycznym (<https://www.dwd.de>, <http://www.wetterzentrale.de>). Różnica wysokości pomiędzy tym stanowiskiem a punktem pomiarowym WIOŚ w centrum Kielc (punkt nr 2 na rys. 1) wynosi około 125 m . W godzinach od 8.00 do 17.00 CSE+1 na Telegrafie było średnio o $0,6^{\circ}\text{C}$ chłodniej niż w centrum Kielc, ale wskaźnik WBGT był tam średnio wyższy o $1,0^{\circ}\text{C}$ (efekt wyższego ciśnienia pary wodnej – średnio o $3,5\text{ hPa}$) – rys. 6.

W analizowanym dniu już od godziny 9.00 CSE+1 na Telegrafie występowały wartości WBGT przekraczające $23,0^{\circ}\text{C}$, odpowiadające warunkom biometeorologicznym, w których osoby niezaaklimatyzowane powinny ograniczyć aktywność fizyczną.

Dyskusja i wnioski

W dniach z maksymalną dobową temperaturą powietrza przekraczającą $25,0^{\circ}\text{C}$ średnia wartość różnicy temperatury powietrza pomiędzy centrum Kielc a obszarem pozamiejskim wyniosła $0,9^{\circ}\text{C}$. Można ją zarazem traktować jako



Rys. 6. Przebieg temperatury powietrza (A) i wartości wskaźnika WBGT (B) w centrum Kielc (1 – punkt nr 2 na rys. 1) i na wierzchołku Pasma Dymińskiego (2 – punkt nr 8 na rys. 1) w dniu 14 czerwca 2015 roku

Diurnal course of air temperature (A) and WBGT (B) in the downtown of Kielce (1 – point number 2 in Fig. 1) and a summit of the Dymińskie Range (2 – point number 7 in Fig. 1) on 14 June 2015

przeciętną intensywność kieleckiej miejskiej wyspy ciepła (MWC) w dniach gorących. Wartość ta zależy jest m.in. od wielkości Kielc, wyrażonej liczbą ludności oraz powierzchni obszaru zajętego przez użytkowanie mieszkaniowe, transportowe, produkcyjne i usługowe – z silnie przekształconą powierzchnią czynną. Potwierdzają to wyniki pomiarów z innych polskich miast. W Warszawie, której populacja jest ponad 8 razy większa niż Kielc, a powierzchnia z silnie przekształconym podłożem prawie 7 razy, średnia intensywność MWC wynosi latem $2,0^{\circ}\text{C}$ (Błażejczyk i in. 2014). W Stargardzie (liczba ludności ponad 2,5 razy mniejsza, a powierzchnia obszarów z silnie przekształconym podłożem ok. 1,7 razy mniejsza), średnia intensywność miejskiej wyspy ciepła wyniosła $0,65^{\circ}\text{C}$ latem 2012 roku (Szyłobryt i in. 2013).

Wartości temperatury powietrza przekraczające $25,0^{\circ}\text{C}$ występowały w centrum Kielc w godzinach od 9.00 do 24.00 CSE+1, zaś wartości temperatury przekraczające $30,0^{\circ}\text{C}$ w godzinach od 11.00 do 21.00 CSE+1. W podkieleckim Sukowie okres, w którym obserwowano

przekraczanie powyższych progów termicznych, był przesunięty o około jedną godzinę wstecz. W godzinach tych różnice pomiędzy temperaturą powietrza w centrum Kielc a poza miastem są mniejsze niż w nocy. W Warszawie, w dziennej porze doby, często obserwowano nawet zanik miejskiej wyspy ciepła (Błażejczyk i in. 2014). W dużych miastach położonych w strefie klimatów podzwrotnikowych, z bardzo gęstą i wysoką zabudową, takich jak np. Hongkong, występowanie w ciągu dnia niższej temperatury powietrza w centrum niż na peryferiach jest częstym zjawiskiem. Określa się je jako miejską wyspę chłodu (np. Yang i in. 2016). W Kielcach owe zjawisko jest typowe dla godzin przedpołudniowych.

W dni gorące i upalne temperatura powietrza na terenach rekreacyjnych Kielc była z reguły niższa niż w obrębie zabudowy miejskiej. Wyjątkiem jest otoczenie kieleckich kamieniołomów, gdzie notowana temperatura była przeważnie wyższa niż w centrum miasta. Dlatego w dni gorące i upalne nie zaleca się wycieczek w te miejsca, gdyż eskapady mogą okazać się zbyt wyczerpujące, a nawet niebezpieczne dla zdrowia.

Wyraźnie chłodniej niż w centrum miasta jest nad Zalewem Kieleckim (śr. $1,4^{\circ}\text{C}$). Nieco mniejsze różnice termiczne występowały pomiędzy centrum miasta a miejskim parkiem (w parku jest średnio o $0,8^{\circ}\text{C}$ chłodniej) i otaczającymi miasto wzniesieniami (jest tam chłodniej niż w centrum średnio o $0,7^{\circ}\text{C}$).

Zjawisko obniżenia temperatury powietrza w parkach miejskich w porównaniu z terenami zabudowanymi jest znane od dawna i opisane m.in. przez Kossowską (1978) czy Oke'a i współpracowników (1989). Parki miejskie określa się nawet jako miejskie jeziora chłodu i wilgoci (Kuchcik, Baranowski 2011). Bowler i in. (2010) podają w swoim przeglądowym studium, opartym o analizę 26 przypadków, że parki miejskie są w dziennej części doby średnio o $0,94^{\circ}\text{C}$ chłodniejsze od przyległych obszarów miejskich. Autorzy podają też, że najsilniej temperatura powietrza jest obniżona w porównaniu z obszarami zabudowanymi w parkach dużych i porośniętych drzewami. Porównanie temperatury powietrza latem w Warszawie – w ogrodzie zoologicznym i na terenie Uniwersytetu Warszawskiego (Kossowska 1978) wskazało, że w obszarze zieleni miejskiej była ona niższa o ok. $0,6\text{--}0,9^{\circ}\text{C}$ niż w centrum. Przytoczona wartość dotyczy jednak całej doby, w ciągu dnia różnice były mniejsze. Różnica pomiędzy temperaturą

powietrza w kieleckim Parku im. S. Staszica i na Placu Kolejowym jest podobna do podanych powyżej wartości.

Należy pamiętać, że na obszarach rekreacyjnych Kielc (otoczenie zbiorników wodnych i obszary z bujną szatą roślinną) wilgotność powietrza jest wyższa niż w obszarach zabudowanych. W dniach gorących i upalnych, skutkiem podwyższonej wilgotności może być występowanie niebezpiecznego zjawiska parności. Wysoka wilgotność powietrza osłabia wówczas efektywność mechanizmu oddawania ciepła z organizmu do otoczenia dzięki parowaniu. W rezultacie mogą wystąpić trudności z oddychaniem i wzrost obciążenia pracy układu krążenia (Błażejczyk, Kunert 2011). Żarnowiecki (2003) podkreślał szczególnie dużą częstość pogody parnej właśnie nad Zalewem Kieleckim. Również wyniki badań mikroklimatu obszarów zielonych Warszawy wskazują na podwyższoną wilgotność powietrza w parkach i na skwerach miejskich w porównaniu z ulicami i placami. W obrębie obszarów zielonych Warszawy największą wilgotnością powietrza charakteryzowały się tereny bujnie porośnięte roślinnością niską (trawniki i zakrzewienia), zaś wilgotność powietrza pod drzewami była niższa (Kossowska 1978).

Wartości wskaźnika WBGT potwierdzają silny wpływ podwyższonej wilgotności powietrza terenów rekreacyjnych Kielc na warunki biometeorologiczne w warunkach pogody gorącej. Średnie różnice pomiędzy wartościami WBGT w obszarze zabudowanym i na terenach rekreacyjnych były niższe niż w przypadku różnic temperatury powietrza. W odniesieniu do wierzchowiny Pasma Dymińskiego stwierdzono nawet (dane tylko z jednego dnia), że przy niższej temperaturze powietrza wartość WBGT była wyższa niż w centrum miasta. Badania Chuang-Hung Lin i in. (2013) dowiodły, że WBGT dobrze odzwierciedla odczucia ciepłe człowieka. Zatem można stwierdzić, że w warunkach pogody gorącej intensywność oddziaływania bodźców termiczno-wilgotnościowych na organizm człowieka niewiele różni się od tej na terenach rekreacyjnych Kielc i w obszarach zabudowanych. Należy więc nieco inaczej spojrzeć na możliwości wykorzystania terenów rekreacyjnych w trakcie upałów. Przebywając tam, zwłaszcza w cieniu drzew, zmniejszamy stres związany z wysoką temperaturą powietrza i silną insolacją, ale podwyższona wilgotność powietrza powoduje, że powinno się ograniczyć aktywność fizyczną. Upraszczając, odpoczynek pod drzewem na ławce w parku byłby przyjemny i bezpieczny, ale

jogging po parkowych alejkach mógłby okazać się wyczerpujący. Z podobnej przyczyny wyjazd za miasto w trakcie upałów również nie gwarantuje zmniejszenia stresu cieplnego. Stąd też podczas najgorętszej części dnia wskazane jest – zwłaszcza dla osób wrażliwych na takie warunki – przebywanie w klimatyzowanych pomieszczeniach oraz zapewnienie sobie możliwości uzupełniania płynów (Bezpieczne lato ...).

Należy przypomnieć, że przedstawione powyżej wyniki badań bioklimatu Kielc pochodzą z analizy ciągów danych o różnej, często niewielkiej, długości. Obliczone różnice temperatury powietrza pomiędzy obszarami rekreacyjnymi i zabudowanymi Kielc mają więc charakter szacunkowy. Wydaje się jednak, że stwierdzone prawidłowości dotyczące zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza i WBGT są typowe dla okresów występowania pogody gorącej i upalnej w Kielcach. Mogą zatem być wskazówkami dla osób i instytucji planujących bezpieczny dla zdrowia wypoczynek na terenach rekreacyjnych miasta.

Literatura

- Bezpieczne lato. Jak zwyciężyć upały. Poradnik dla opiekujących się osobami starszymi w domach. Centro Nazionale per la Prevenzione e il Controlle delle Malattie, Ministero della Salute., poradnik dostępny na stronie http://www.salute.gov.it/imgs/C_17_opuscoliPoster_59_ulterioriallegati_ulterioreallegato_5_alleg.pdf (data dostępu: 15.05.2016)
- Błażejczyk Krzysztof, Anna Kunert. 2011. Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce. Monografie IGiPZ PAN 13. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego. Wyd. 2.
- Błażejczyk Krzysztof, Zbigniew Szyguła. 2004. „Wpływ gorącego otoczenia na zdolność wysiłkową sportowca. Jak przygotować zawodnika do startu w Igrzyskach Olimpijskich w Atenach? *Sport Wyczynowy* 42 (5-6): s. 45-63.
- Błażejczyk Krzysztof, Magdalena Kuchcik, Paweł Milewski, Wojciech Dudek, Beata Kręcisz, Anna Błażejczyk, Jakub Szmyd, Bożena Degórska, Cezary Pałczyński. 2014. Miejska wyspa ciepła w Warszawie: uwarunkowania klimatyczne i urbanistyczne. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Wydawnictwo Akademickie SEDNO.
- Bowler Diana E., Lisette Buyung-Ali, Teri M. Knight, Andrew S. Pullin. 2010. „Urban greening

- to cool towns and cities: A systematic review of the empirical evidence". *Landscape and Urban Planning* 97 (3): 147-155.
- Chojnacka-Ożga Longina, Wojciech Ożga. 2013. „Ocena warunków wypoczynku człowieka nad zbiornikiem wodnym w świetle wybranych wskaźników bioklimatycznych – na przykładzie Zbiornika Sulejowskiego”. *Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej w Rogowie* 15 (37/4): 239-244.
- Chuang-Hung Lin, Lin Tzu-Ping, Hwang Ruey-Lung. 2013. „Thermal comfort for urban parks in subtropics: Understanding visitor’s perceptions, behavior and attendance”. *Advances in Meteorology* 2013: 1-8 (<http://dx.doi.org/10.1155/2013/640473> - data dostępu: 8.05.2016).
- Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. 2008. WMO-No. 8, 7th Edition. Genewa: World Meteorological Organization.
- Huynen Maud M. T. E., Pim Martens, Dienneke Schram, Matty P. Weijenberg, Anton E. Kunst. 2001. „The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population”. *Environmental Health Perspectives* 109 (5): 463-470.
- Jarzyna Krzysztof. 2010. Wpływ miasta na odczucie ciepłe człowieka na przykładzie dwóch ekstremalnych zdarzeń pogodowych z 2006 roku. W: Ewa Bednorz, Leszek Kolendowicz (red.) *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, 121-135. Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Jarzyna Krzysztof. 2012. „Zróżnicowanie stresu gorąca na Wyżynie Kieleckiej w czasie fal upałów na początku XXI wieku”. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 13: 41-49.
- Kossowska Urszula. 1978. „Wpływ dużego kompleksu zieleni miejskiej na warunki termiczno-wilgotnościowe (na przykładzie warszawskiego Ogrodu Zoologicznego)”. *Prace i Studia Instytutu Geograficznego UW. Klimatologia* 11: 11-35.
- Kossowska-Cezak Urszula, Jan Skrzypczuk. 2011. „Pogoda upalna w Warszawie (1947–2010)”. *Prace i Studia Geograficzne* 47: 139-146.
- Kozłowska-Szczęśna Teresa, Barbara Krawczyk, Magdalena Kuchcik. 2004. Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka. Monografie IGiPZ PAN 4. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego.
- Kuchcik Magdalena, Jarosław Baranowski. 2011. „Różnice termiczne pomiędzy osiedlami o różnym udziale powierzchni czynnej biologicznej”. *Prace i Studia Geograficzne* 47: 365-372.
- Niedźwiedz Tadeusz. 2013. Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej – zbiór komputerowy. Sosnowiec: Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii.
- Oke Timothy R., John M. Crowther, Keith G. McNaughton, John L. Monteith, Barry Gardiner. 1989. „The micrometeorology of the urban forest (and discussion)”. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences* 324 (1223): 335-349.
- Olszewski Jerzy L., Grzegorz Żarnowiecki, Katarzyna Predyger, Grzegorz Szałach. 2003. „Wstępne wyniki badań bioklimatu terenów rekreacyjnych Kielc w sezonie wiosennym”. W: Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk, Magdalena Kuchcik (red.) *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*. Prace Geograficzne IGiPZ PAN 188: 303-315.
- Paszyński Janusz, Krystyna Miara, Józef Skoczek. 1999. „Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego”. *Dokumentacja Geograficzna* 14: 1-128.
- Sudoł-Szopińska Iwona, Andrzej Sobolewski, Anna Chojnacka. 2006. „Ocena obciążenia termicznego pracowników za pomocą wskaźnika WBGT – aspekty praktyczne”. *Bezpieczeństwo Pracy* 10: 16-20.
- Szcześniewska Joanna, Joanna Wibig. 2008. The influence of UHI on the intensity and duration of heat waves. W: Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 343-352. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Szyłobryt Krzysztof S., Ewa Bednorz, Leszek Kolendowicz. 2013. „Występowanie miejskiej wyspy ciepła w mieście średniej wielkości na przykładzie Stargardu Szczecińskiego”. *Badania Fizjograficzne, R. IV – Seria A, Geografia Fizyczna (A64)*: 247-268.
- Yang Xinyan, Yuguo Li, Zhiwen Luo, Pak Wai Chan. 2016. „The urban cool island phenomenon in a high-rise high-density city and its mechanisms”. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.4747.
- Żarnowiecki Grzegorz. 2002. „Zróżnicowanie bioklimatu Kielc w sezonie letnim”. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 3: 109-116.
- Żarnowiecki Grzegorz. 2003. Sultry weather characteristics in Kielce. W: Kazimierz Kłysik, Tim Oke, Krzysztof Fortuniak, Sue Grimmond, Joanna Wibig (red.) *Fifth International Conference on Urban Climate, 1-5 September, 2003, Łódź, Poland, Proceedings, Vol. 2*, 119-222. Łódź: Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geographical Sciences, University of Łódź, Poland.
- <http://smjp.kielce.pios.gov> (data dostępu: 7.10.2015)
- http://www.bom.gov.au/info/thermal_stress/ (data dostępu: 28.06.2015)
- <http://www.meteo.pl> (data dostępu: 5.06.2016)
- <http://www.ogimet.com> (data dostępu: 10.10.2015)
- <http://www.wetterzentrale.de> (data dostępu: 5.06.2016)

<https://www.dwd.de/DE/leistungen/wetterlagenklassifikation/wetterlagenklassifikation.html?nn=16102>
(data dostępu: 5.06.2016)

Summary

Thermal and biothermal conditions vary among different land use areas in a city. Recreational areas e.g. parks and the surroundings of reservoirs are cold islands within the urban heat island. Relatively low air temperature in recreation areas is especially important during hot weather which may cause heat stress in humans.

In this study, the variability of the thermal and biometeorological conditions was determined for the city of Kielce and its outskirts during hot ($T_{max} > 25.0^{\circ}\text{C}$) and very hot ($T_{max} > 25.0^{\circ}\text{C}$) days. Special attention was paid to thermal and biothermal conditions in the recreation areas of Kielce, namely S. Staszic Park, the surroundings of the Kielce Reservoir, the nature reserve in a former Wietrznia quarry and a summit of the Dymińskie Range. Recreation areas where heat stress was the lowest in comparison with the downtown of Kielce were pointed out.

The differences between hourly air temperature and WBGT index (wet bulb globe temperature) in the downtown and recreation areas of Kielce as well as city's outskirts were counted. The occurrence frequency of the WBGT classes relating to acceptable physical activity was determined as well. The data comes from selected

hot and very hot days in 2000, 2001 and 2003 as well as all the hot and very hot days in the 2012–2015 period.

The downtown of Kielce was 0.9°C warmer than the outskirts of the city. It is, however, the mean difference and it varied throughout the day. At night and at dawn, the downtown was 2.0 – 2.2°C warmer than the countryside. In the morning the countryside was usually warmer than the downtown as the air temperature rose faster there in comparison with the built-up area. It is an effect of the screening of solar radiation by high buildings within the city.

Most of the examined recreational areas of Kielce were colder than the built-up area of the downtown. The biggest air temperature difference was that one between the center of the city and the surroundings of the Kielce Reservoir. The surroundings of the reservoir were 1.4°C colder than the downtown. Only the former quarries are not suitable for rest during hot weather. Their bottoms are generally warmer than the downtown and hazardous heat stress can occur there during hot and very hot days.

The variability of WBGT turned out to be lower than that one of the air temperature. It resulted from higher humidity and more frequent sultry weather in recreation areas in comparison with the downtown. Therefore, we should limit our physical activity also in the recreation areas of the city of Kielce during hot weather.

BODŹCOWOŚĆ WARUNKÓW BIOMETEOROLOGICZNYCH WE WROCŁAWIU

Stimulating qualities of biometeorological conditions in Wrocław

KRYSTYNA BRYŚ*, HANNA OJRZYŃSKA**

Zarys treści. Bodźcowość warunków biometeorologicznych we Wrocławiu przeanalizowana została na podstawie wartości wskaźnika oceny obciążeń cieplnych człowieka UTCI (*Universal Thermal Climate Index*) w latach 2008–2014. Wyliczono je z danych o kroku godzinowym otrzymanych z Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, z uwzględnieniem składowych całkowitego bilansu promieniowania słonecznego. Analizie poddane zostały roczne i wieloletnie przebiegi wartości wskaźnika UTCI oraz częstość występowania klas wartości wskaźnika odpowiadających określonej bodźcowości (stres ciepła i zimna). Dla wybranych okresów fal ciepła i chłodu porównano przebiegi głównych meteorologicznych determinant wskaźnika UTCI. Potwierdzono słabą bodźcowość warunków biometeorologicznych Wrocławia. Wykazano, że warunki biometeorologiczne wrocławskich przedmieść charakteryzują się znaczną frekwencją braku obciążeń cieplnych. Zaznaczono, że w ostatnich latach wzrasta liczba sytuacji ze stresem zimna, co w obszarach o stosunkowo niskiej szorstkości podłoża spowodowane jest dynamiką ruchu powietrza w częściej występujących sytuacjach cyklonalnych.

Słowa kluczowe: wskaźnik obciążeń cieplnych człowieka UTCI, stres ciepła, stres chłodu, Wrocław, składowe całkowitego bilansu promieniowania słonecznego

Abstract. Stimulating qualities of biometeorological conditions of Wrocław were analyzed on the basis of the values of the *Universal Thermal Climate Index* (UTCI) of the years 2008–2014. UTCI values were calculated from 1-hour data with the use of components of solar radiation balance, measured in the Agro- and Hydrometeorological Observatory of Wrocław University of Environmental and Life Science. Annual and long-standing courses of UTCI and the occurrence frequency of UTCI levels corresponding to a specific stimulating condition (heat and cold stress) were analyzed. For the selected cold-wave and heat-wave, the courses of the main meteorological determinants of UTCI were compared. It was demonstrated that the biometeorological conditions of Wrocław suburbia are characterized by a considerable frequency of heat load deficit. It was remarked that the number of incidents of cold stress has increased in recent years. In the areas of relatively small surface roughness, the reason can be attributed to the dynamics of the wind in more frequently occurring cyclonic circulation.

Key words: Universal Thermal Climate Index UTCI, heat stress, cold stress, Wrocław, component of solar radiation balance

Wprowadzenie

Wrocław poszczycić może się jedną z najdłuższych w Europie serii pomiarowych elementów meteorologicznych (Bryś, Bryś 2010a, b; Bryś 2013), dlatego w literaturze odnaleźć można szereg opracowań dotyczących klimatu Wrocławia. Począwszy od powojennych studiów Kosiby (1979), przez opracowania wieloletnich serii pomiarowych przygotowane przez Pykę (1991, 1998a, b) i Dubicką (1996, 1998) czy podsumowane w zespołowych opracowaniach dotyczących klimatu Wrocławia w XX wieku (Dubicka, Pyka 2001; Dubicka i in. 2002), aż po szczegółowe

analizy przestrzenne związane z rozkładem miejskiej wyspy ciepła we Wrocławiu (Szymanowski 2004). W monografii Sikory (2008) zawarto charakterystykę bioklimatyczną uwzględniającą zagadnienia bodźcowości klimatu lokalnego, ze wskazaniem prawidłowości przebiegu rocznego kompleksowych wskaźników biometeorologicznych w odpowiednich skalach odczuwalności termicznej oraz częstości występowania sytuacji korzystnych i niekorzystnych dla człowieka. Wraz z rozwojem metod opisu warunków biometeorologicznych podjęte zostały analizy z wykorzystaniem najnowszego wskaźnika oceny obciążeń cieplnych człowieka (*Universal Thermal Climate Index*).

* Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska, pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław; e-mail: krystyna.brys@up.wroc.pl

** Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mail: hanna.ojrzyńska@uwr.edu.pl

Wskaźnik UTCI, bazując na wielowęzłowym modelu termoregulacji człowieka, odzwierciedla fizjologiczną reakcję na wielowymiarowo zdefiniowane, aktualne warunki termiczne (Jendritzky i in. 2007, 2012; Błażejczyk i in. 2010, 2013). Przebieg roczny dekadowych wartości UTCI oraz wieloletnie średnie miesięczne wielkości UTCI, wraz z frekwencją bodźcowych klas wielkości wskaźnika, zestawione zostały dla Wrocławia przez Kuchcik i in. (2013). Bieżące wartości wskaźnika wyliczane są i publikowane na stronach internetowych IMGW (<http://pogodynka.pl/biometeo/utci>) oraz projektu LIFE-APIS (<http://lifeapis.meteo.uni.wroc.pl/>).

W niniejszym opracowaniu przeanalizowano wielkości UTCI dla Wrocławia z ostatnich lat (2008–2014), wyliczone dla kroku godzinowego z uwzględnieniem pomierzonych wartości składowych strumieni całkowitego bilansu promieniowania słonecznego. Podejście to umożliwia precyzyjną weryfikację i uszczegółowienie dotychczasowych wyników, które w większości opracowań opierają się na szacunku wielkości składowych strumieni bilansu radiacyjnego z promieniowania całkowitego. Celem niniejszego opracowania jest więc nie tylko analiza rocznego przebiegu wartości wskaźnika oceny obciążeń cieplnych człowieka we Wrocławiu oraz częstości występowania klas wartości wskaźnika odpowiadających określonej bodźcowości (stres ciepła i zimna), ale i podkreślenie zależności ich występowania od określonych determinant meteorologicznych.

Metoda

Godzinowe wartości wskaźnika UTCI dla lat 2008–2014 obliczone zostały wg metodyki opisanej przez Błażejczyka i in. (2010). Wykorzystano w tym celu funkcję wykładniczą 6 stopnia:

$$UTCI = f(T_a, v_p, v_a, dT_{mrt}), \quad (1)$$

gdzie:

T_a – temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$),

v_p – ciśnienie pary wodnej (hPa),

v_a – prędkość wiatru na wysokości 10 m nad gruntem ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),

dT_{mrt} – różnica pomiędzy średnią temperaturą promieniowania M_{rt} a temperaturą powietrza ($^{\circ}\text{C}$).

Do wyliczeń zastosowano godzinowe dane meteorologiczne z Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Analiza okresu 2008–2014 wynikała z ograniczeń serii pomiarowej. Temperaturę

promieniowania M_{rt} wyliczono na podstawie zmierzonych strumieni promieniowania całkowitego K_{glob} , promieniowania zwrotnego atmosfery L_a oraz promieniowania długofalowego Ziemi L_g , wg wzoru Błażejczyka (2004):

$$M_{rt} = \left(\frac{R_{prim} + 0,5 L_g + 0,5 L_a}{5,38365 \cdot 10^{-8}} \right)^{0,25} - 273, \quad (2)$$

gdzie:

R_{prim} – promieniowanie słoneczne pochłonięte przez osobę nieubraną ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), zależne od wysokości słońca (h_{Sl}) i strumienia promieniowania (K_t) oraz założonego albedo człowieka (31%):

$$K_t = \frac{K_{glob}}{-0,0015 \cdot h_{Sl}^3 + 0,1796 \cdot h_{Sl}^2 + 9,6375 \cdot h_{Sl} - 11,9}, \quad (3)$$

$$R_{prim} = 0,9969 \cdot (0,0014 \cdot K_{glob}^2 + 0,476 \cdot K_{glob} - 3,8) \quad \text{dla } h_{Sl} \leq 12^{\circ}, \quad (4)$$

$$R_{prim} = 0,24594 \cdot K_{glob}^{0,9763} \quad \text{dla } h_{Sl} > 12^{\circ} \text{ i } K_t \leq 0,8, \quad (5)$$

$$R_{prim} = 3,68075 \cdot K_{glob}^{0,5842} \quad \text{dla } h_{Sl} > 12^{\circ} \text{ i } 0,8 < K_t \leq 1,05, \quad (6)$$

$$R_{prim} = 43,29138 \cdot K_{glob}^{0,2326} \quad \text{dla } h_{Sl} > 12^{\circ} \text{ i } 1,05 < K_t < 1,2, \quad (7)$$

$$R_{prim} = 8,90042 \cdot K_{glob}^{0,4861} \quad \text{dla } h_{Sl} > 12^{\circ} \text{ i } K_t \geq 1,2. \quad (8)$$

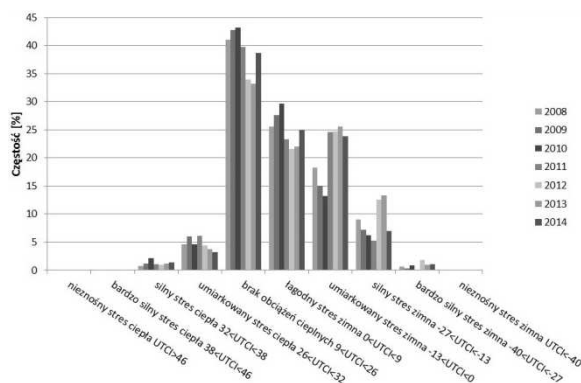
Średnia godzinowa wysokość słońca h_{Sl} wyznaczona została na podstawie czasu lokalnego i szerokości geograficznej stacji.

Zgodnie z założeniami metodycznymi wskaźnika (Błażejczyk i in. 2010), obliczone wartości UTCI zestawione zostały w 10 klas wartości wskaźnika o określonej bodźcowości. Dla analizowanych lat 2008–2014 obliczono frekwencję występowania tych klas. Wpływ warunków meteorologicznych na kształtowanie skrajnych wartości wskaźnika UTCI oceniony został dla wybranych okresów fal ciepła i chłodu. Fale ciepła wyznaczone zostały jako ciągi minimum trzech dni z temperaturą maksymalną przekraczającą 30°C w każdym dniu (Kossowska-Cezak 2010), podczas gdy fale chłodu odpowiednio jako ciągi z temperaturą maksymalną poniżej -10°C . Do określenia wpływu uwarunkowań cyrkulacyjnych na wartość UTCI posłużono się typami cyrkulacji wyznaczonymi dla każdego dnia w analizowanym okresie 2008–2014, wg założeń automatycznej klasyfikacji typów cyrkulacji dla obszaru Dolnego Śląska (Ojrzyńska 2015). Analizy ograniczone zostały tu do wyodrębnienia grupy typów, której towarzyszyła najwyższa frekwencja występowania skrajnych wartości UTCI.

Wyniki

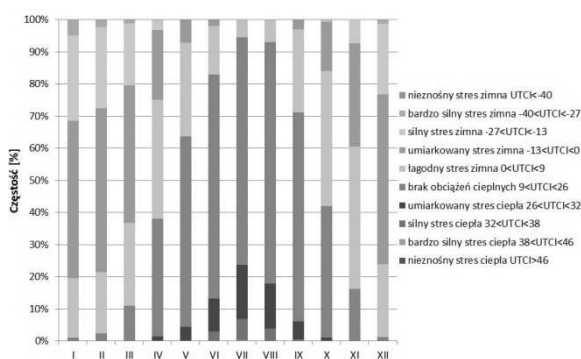
Wydziałowe Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu położone jest w strefie podmiejskiej (osiedle Swojczyce; NE część miasta). Wzrost zainteresowania zamieszkiwaniem w tej części Wrocławia w ostatnich latach sprawił, że spory fragment otoczenia stacji, dotąd typowo rolniczy, zyskał nowy suburbanizacyjny charakter. Warunki klimatyczne tego obszaru stały się bliższe cechującym tereny miejskie o niskiej i willowej zabudowie, zaistniała więc możliwość ich porównania z warunkami panującymi w podobnych częściach Wrocławia. W przypadku niniejszej analizy podobieństwo to umożliwia odwoływanie się do warunków bioklimatycznych miasta opisywanych przez Sikorę (2008), na podstawie danych, z położonego wśród willowo-ogrodowej i parkowej części dzielnicy Wrocław-Biskupin, Obserwatorium Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego oraz wielkości UTCI wyliczonych dla stacji IMGW, zlokalizowanej w okolicach lotniska Wrocław-Strachowice (Kuchcik i in. 2013).

Analiza częstości występowania określonych klas wartości wskaźnika oceny obciążeń cieplnych człowieka w obrębie Wrocławia-Swojczyce potwierdziła, że tutejsze warunki biometeorologiczne charakteryzują się znacznym (40%) występowaniem braku obciążeń cieplnych ($26 > \text{UTCI} > 9$) (rys. 1). Wyniki te są zbliżone do otrzymanych przez Kuchcik i in. (2013), a wcześniej przez Sikorę (2008), w oparciu o analizę innych wskaźników bioklimatycznych. Stanowią więc dodatkowy argument potwierdzający zasadność kwalifikacji obszaru Dolnego Śląska do regionu bioklimatycznego środkowego o słabych bodźcach (Kozłowska-Szczęsna i in. 1997). Największe wartości częstości tej klasy wartości wskaźnika UTCI w wieloleciu 2008–2014 odnotowano dla miesięcy letnich (rys. 2). W analizowanych latach notowano występowanie bodźcowych klas wartości wskaźnika UTCI, przy czym częściej były to obciążenia związane ze stresem zimna. Ich średnia miesięczna częstość występowania w lutym i marcu była średnio o 8% wyższa od wieloletniej (1991–2000) częstości podawanej przez Kuchcik i in. (2013). Największą częstość umiarkowanego stresu zimna odnotowano od grudnia do marca, co potwierdza ogólny, wieloletni przebieg wartości wskaźnika UTCI (rys. 3).



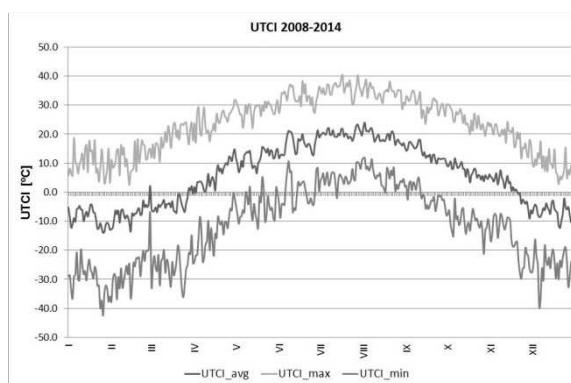
Rys. 1. Częstość występowania określonych klas wartości wskaźnika UTCI w latach 2008–2014 we Wrocławiu-Swojczycach

The frequency of occurrence of UTCI critical value levels for the years 2008–2014 in Wrocław-Swojczyce



Rys. 2. Miesięczny rozkład częstości występowania określonych klas wartości wskaźnika UTCI w latach 2008–2014 we Wrocławiu-Swojczycach

Monthly distribution of the frequency of occurrence of UTCI critical value levels for the years 2008–2014 in Wrocław-Swojczyce



Rys. 3. Przebieg średnich dobowych wartości UTCI (UTCI_avg), maksymalnych dobowych wartości UTCI (UTCI_max) oraz minimalnych wartości UTCI w latach 2008–2014 we Wrocławiu-Swojczycach

Courses of the UTCI daily means (UTCI_avg), UTCI daily maximum (UTCI_max) and UTCI daily minimum for the years 2008–2014 in Wrocław-Swojczyce

Charakterystyczna dla Wrocławia-Swojczyc jest niska, nieprzekraczająca 6% frekwencja występowania umiarkowanego stresu ciepła ($32 > \text{UTCI} > 26$) oraz bliska 1% średnia częstość silnego stresu ciepła ($38 > \text{UTCI} > 32$). Znacznie wyższe, bo sięgające w miesiącu lipcu niemal 10%, a w sierpniu niemal 12%, częstości otrzymane zostały przez Kuchcik i in. (2013) dla wielolecia 1991–2000.

W ostatnich latach obserwuje się wyraźny wzrost częstości występowania umiarkowanego stresu zimna ($13 > \text{UTCI} > 0$), a w 2012 i 2013 roku także silnego stresu zimna ($-27 > \text{UTCI} > -13$) i bardzo silnego stresu zimna ($-40 > \text{UTCI} > -27$; 2012 rok). W 2010 roku zaobserwowano nawet wystąpienie nieznośnego stresu zimna. Ten sam rok był też wyjątkowy pod względem obciążenia cieplnego, gdyż częstość silnego stresu ciepła przekroczyła w nim 2% i zanotowano w nim przypadki bardzo silnego stresu ciepła. Większą frekwencję występowania umiarkowanego stresu ciepła zanotowano także w 2009 i 2011 roku (rys. 1).

Najbardziej bodźcowe – skrajne klasy wartości wskaźnika UTCI – notowane były najczęściej w sytuacjach barycznych o nieokreślonym kierunku adwekcji oraz podczas adwekcji z kierunku SE. Silny stres ciepła obserwowany był często w sytuacjach antycyklonalnych w wilgotnych masach powietrza. Najsilniejszy stres chłodu pojawiał się w sytuacjach antycyklonalnych w trakcie zalegania suchych mas powietrza oraz sytuacji z napływem chłodnego powietrza z północy w górnej części troposfery (górną cyklon). Opisane sytuacje wiązały się z masami powietrza polarno-kontynentalnego oraz arktycznego, wskazywanych przez Bąkowską (2010) jako masy warunkujące występowanie najniższych wartości UTCI we Wrocławiu. W sytuacjach cyklonalnych o dużej dynamice mas powietrza obserwowano głównie umiarkowany, rzadziej silny stres zimna, jednakże wzrost częstości występowania tych typów cyrkulacji w ostatnich latach istotnie przyczynił się do zwiększenia ogólnej frekwencji występowania stresu zimna we Wrocławiu.

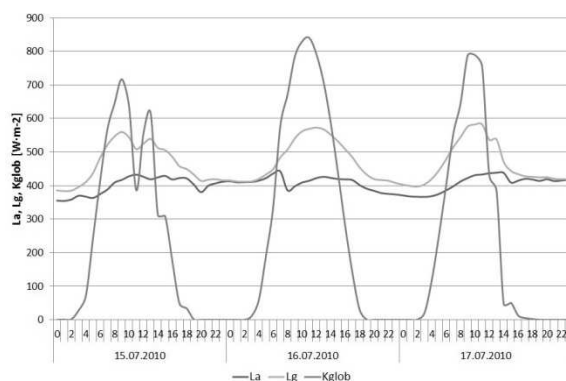
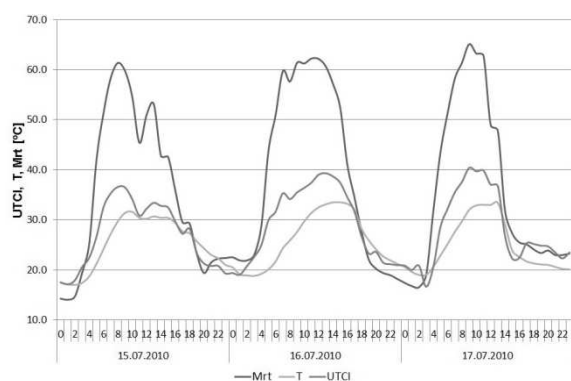
Największy dobowy zakres wartości wskaźnika UTCI dotyczył okresu od grudnia do kwietnia (rys. 2). Wartość średniego dobowego odchylenia standardowego wartości wskaźnika mieściła się w granicach od 4,0 do 6,0°C. Największe wartości odchyleń odnotowano w sytu-

acjach antycyklonalnych, natomiast dolna granica zakresu dobowych wahań wartości UTCI związana była najczęściej z sytuacjami cyklonalnymi.

Analiza przebiegu godzinowych wartości wskaźnika UTCI dla fali ciepła (15–17 lipca 2010 roku) i chłodu (24–26 stycznia 2010 roku) na tle jego meteorologicznych determinant uwypukliła różnice w istotności ich oddziaływania w odmiennych układach barycznych. W sytuacji antycyklonalnej, w trakcie fali ciepła, przebieg wartości wskaźnika UTCI jest wyrównany i nawiązuje wyraźnie do czynników solarnych, kształtujących temperaturę powietrza T i średnią temperaturę promieniowania M_{rt} (rys. 4). W analizowanym okresie średnia wartość UTCI wyniosła 28,1°C, podczas gdy średnia temperatura promieniowania 36,9°C, a składowe całkowitego bilansu promieniowania odpowiednio: $L_a - 405 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $L_g - 467 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ i $K_{glob} - 254 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Stosunkowo niewielki wpływ na wartość wskaźnika UTCI ma w tym okresie czynnik dynamiczny – prędkość wiatru ($1,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Znaczny wzrost znaczenia prędkości wiatru na wartość UTCI obserwuje się w sytuacjach cyklonalnych. W okresie fali chłodu najniższe spadki wartości wskaźnika notowane są wtedy dla dużych prędkości wiatru oraz niskich wartości prężności pary wodnej (rys. 5). Wpływ tych czynników na wielkość UTCI jest tak silny, że powoduje znaczne wahania jego przebiegu i zacieranie ogólnego biegu tego wskaźnika wynikającego z uwarunkowań solarnych. W analizowanym okresie fali chłodu średnia wartość UTCI wyniosła -26,3°C, przy średniej prędkości wiatru v równej $2,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ i prężności pary wodnej e wynoszącej 1,4 hPa, zaś wartość średniej temperatury promieniowania M_{rt} osiągnęła wartość -13,0°C.

Istotna rola czynników solarnych w kształtowaniu wartości UTCI skłoniła do porównania wielkości wskaźnika wyliczonych z użyciem zmierzonych składowych bilansu radiacyjnego oraz UTCI bazującego jedynie na wartości promieniowania całkowitego K_{glob} . Uzyskane wyniki wskazują, że brak informacji o składowych bilansu promieniowania doprowadza do niedoszacowania wartości UTCI, średnio o 2,7°C (rys. 6). Odchylenie standardowe różnic pomiędzy analizowanymi seriami UTCI wyniosło 1,4°C dla danych godzinowych i 0,7°C dla średnich dobowych.

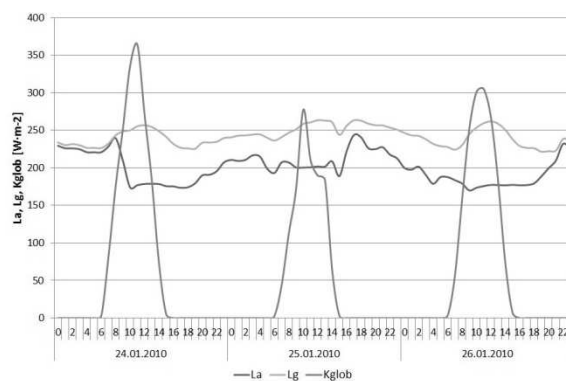
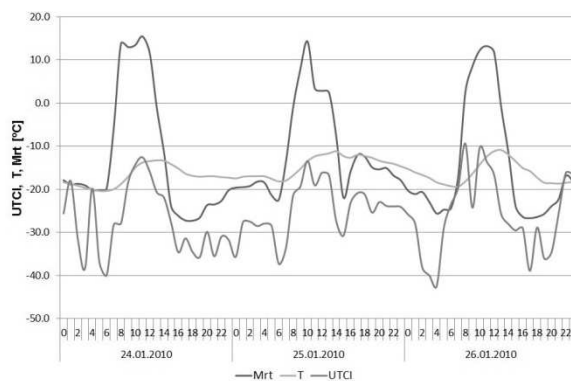
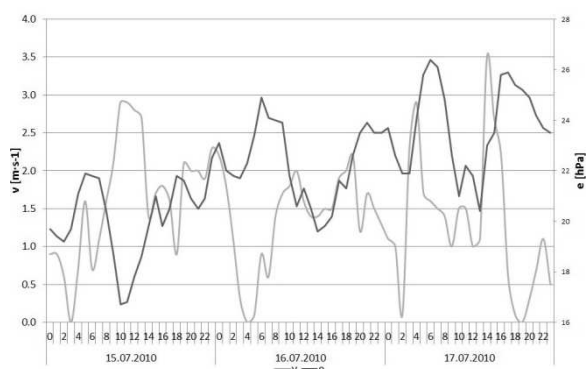


Rys. 4. Przebieg wartości wskaźnika UTCI i jego determinant w okresie fali ciepła 15–17 lipca 2010 roku we Wrocławiu-Swojczycach

T – temperatura powietrza, Mrt – temperatura promieniowania, Kglob – promieniowanie całkowite, La – promieniowanie zwrotne atmosfery, Lg – promieniowanie długofalowe powierzchni Ziemi, v – prędkość wiatru, e – prężność pary wodnej

Course of the UTCI and its determinants in the heat wave period of 15–17 July 2010 in Wrocław-Swojczyce

T – air temperature, Mrt – mean radiant temperature, Kglob – global radiation, La – downward atmospheric radiation, Lg – longwave radiation, v – wind speed, e – water vapour pressure

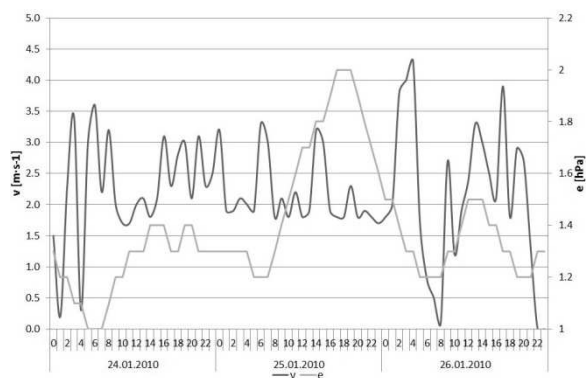


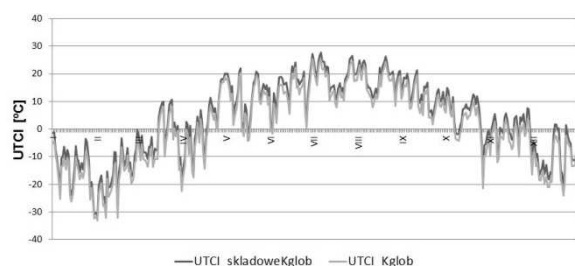
Rys. 5. Przebieg wartości wskaźnika UTCI i jego determinant w okresie fali chłodu 24–26 stycznia 2010 roku we Wrocławiu-Swojczycach

T – temperatura powietrza, Mrt – temperatura promieniowania, Kglob – promieniowanie całkowite, La – promieniowanie zwrotne atmosfery, Lg – promieniowanie długofalowe powierzchni Ziemi, v – prędkość wiatru, e – prężność pary wodnej

Course of the UTCI and its determinants in the cold wave period of 24–26 January 2010 in Wrocław-Swojczyce

T – air temperature, Mrt – mean radiant temperature, Kglob – global radiation, La – downward atmospheric radiation, Lg – longwave radiation, v – wind speed, e – water vapour pressure





Rys. 6. Przebieg wartości wskaźnika UTCI wyliczonego z użyciem składowych bilansu promieniowania (UTCI_składowe Kglob) oraz UTCI bazującego jedynie na wartości promieniowania całkowitego (UTCI_Kglob) w 2012 roku; wybór roku jest losowy

Course of UTCI values calculated with the use of components of solar radiation balance (UTCI_skladowe Kglob) and UTCI based only on global radiation values (UTCI_Kglob) in 2012; random choice of year

Wnioski

Uzyskane wyniki potwierdzają, że Wrocław cechują słabe bodźce bioklimatyczne. Podkreślają, że Swojczyce, reprezentujące obszar wrocławskich przedmieść, są pod względem warunków biometeorologicznych miejscem atrakcyjnym dla życia ludności. Wskazuje na to duży udział sytuacji z brakiem obciążeń cieplnych. Obserwowana w ostatnich latach duża częstość umiarkowanego i silnego stresu zimna najczęściej związana była ze zwiększoną częstością sytuacji cyklonalnych. W otrzymanych wynikach uwidoczniła się silna zależność odczuć cieplnych człowieka od ogólnych warunków cyrkulacyjnych.

Istotna zależność niskich wartości UTCI od prędkości wiatru uzmysławia, że odczucia termiczne człowieka przebywającego w strefie wrocławskich przedmieść wynikają głównie z niższej niż w centrum miasta szorstkości podłoża. Silna ekspansja zabudowy w analizowanym terenie może w przyszłości przyczynić się do złagodzenia odczucia chłodu, z drugiej zaś strony, poprzez modyfikację struktury podłoża, może doprowadzić do wzrostu wielkości strumienia promieniowania długofalowego, a tym samym – częstości występowania stresu ciepła.

Literatura

Bąkowska Monika. 2010. Influence of air circulation and geographical factors on daily rhythm of biothermal conditions. W: Andreas Matzarakis,

Helmut Mayer, Frank-M. Chmielewski (red.) *Proceedings of the 7th Conference on Biometeorology, Albert-Ludwigs-University of Freiburg, Germany, 12-14 April 2010*, 479-484. Freiburg: Albert-Ludwigs-University of Freiburg.

Błażejczyk Krzysztof. 2004. „Radiation balance in man in various meteorological and geographical conditions”. *Geographia Polonica* 77 (1): 63-76.

Błażejczyk Krzysztof, Peter Broede, Dusan Fiala, George Havenith, Ingvar Holmér, Gerd Jendritzky, Bernhard Kampmann. 2010. „UTCI – nowy wskaźnik oceny obciążeń cieplnych człowieka”. *Przegląd Geograficzny* 82 (1): s. 49-71.

Błażejczyk Krzysztof, Gerd Jendritzky, Peter Bröde, Dusan Fiala, George Havenith, Yoram Epstein, Agnieszka Psikuta, Bernhard Kampmann. 2013. „An introduction to the Universal Thermal Climate Index (UTCI)”. *Geographia Polonica* 86 (1): 5-10.

Bryś Krystyna. 2013. Dynamika bilansu radiacyjnego murawy oraz powierzchni nieporośniętej. Monografie CLXII. Wrocław: Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu.

Bryś Krystyna, Tadeusz Bryś. 2010a. „Reconstruction of the 217-year (1791–2007) Wrocław air temperature and precipitation series”. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 3: 121-171.

Bryś Krystyna, Tadeusz Bryś. 2010b. The First One Hundred Years (1791–1890) of the Wrocław Air Temperature Series. W: Rajmund Przybylak, Jacek Majorowicz, Rudolf Brázdil, Marek Kejna (red.) *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*, 485-524. Dordrecht-Heidelberg-London-New York: Springer.

Dubicka Maria. 1996. „Termiczne pory roku we Wrocławiu”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 1794, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia* 3: 5-31.

Dubicka Maria. 1998. „Wpływ cyrkulacji atmosfery na dzienny przebieg usłonecznienia we Wrocławiu”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 2022, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia* 5: 5-24.

Dubicka Maria, Alfred Dubicki, Mariusz Szymanowski. 2002. Klimat Wrocławia. W: Krzysztof Smolnicki, Mariusz Szykasiuk (red.) *Informator o stanie środowiska Wrocławia 2002*, 9-25. Wrocław: Dolnośląska Fundacja Ekorozwoju.

Dubicka Maria, Jerzy L. Pyka. 2001. „Wybrane zagadnienia klimatu Wrocławia w XX wieku”. *Prace i Studia Geograficzne* 29: 101-112.

Jendritzky Gerd, Richard de Dear, George Havenith. 2012. „UTCI—Why another thermal index?” *International Journal of Biometeorology* 56 (3): 421-428.

Jendritzky Gerd, Dusan Fiala, George Havenith, Christina Koppe, Gudrun Laschewski, Henning Staiger, Birger Tinz. 2007. „Thermische Umweltbedingungen”. *Promet* 33 (3/4): 83-94.

- Kosiba Aleksander. 1979. „Klimat Wrocławia w 1965 r. i jego anomalie”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 395, Prace Obserwatorium Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego* 20 (1965).
- Kossowska-Cezak Urszula. 2010. „Fale upałów i okresy upalne – metody ich wyróżniania i wyniki zastosowania”. *Prace Geograficzne* 123: 143-149.
- Kozłowska-Szczęśna Teresa, Krzysztof Błażejczyk, Barbara Krawczyk. 1997. *Bioklimatologia człowieka: metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski*. Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 1. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego.
- Kuchcik Magdalena, Krzysztof Błażejczyk, Jakub Szmyd, Paweł Milewski, Anna Błażejczyk, Jarosław Baranowski. 2013. *Potencjał leczniczy klimatu Polski*. Warszawa: Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Wydawnictwo Akademickie SEDNO.
- Ojrzyńska Hanna. 2015. *Cyrkulacyjne uwarunkowania przestrzennego rozkładu temperatury powietrza w terenie zróżnicowanym morfologicznie na przykładzie Sudetów*. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 36. Wrocław: Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Pyka Jerzy L. 1991. „Temperatura i opady atmosferyczne we Wrocławiu w latach 1881–1980”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 1275, Prace Instytutu Geograficznego, Seria A. Geografia Fizyczna* 6: 19-54.
- Pyka Jerzy L. 1998a. „Opady atmosferyczne we Wrocławiu w okresie 1981–1995”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 2022, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia* 5: 41-54.
- Pyka Jerzy L. 1998b. „Temperatura powietrza we Wrocławiu w latach 1981–1995”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 2022, Prace Instytutu Geograficznego, Seria C. Meteorologia i Klimatologia* 5: 25-40.
- Sikora Sebastian. 2008. *Bioklimat Wrocławia*. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 5. Wrocław: Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Szymanowski Mariusz. 2004. „Miejska wyspa ciepła we Wrocławiu”. *Acta Universitatis Wratislaviensis No 2690, Studia Geograficzne* 77: 1-229.

Summary

In this paper, the values of the *Universal Thermal Climate Index* (UTCI) in Wrocław-

Swojczyce from recent years (2008–2014) were analyzed, calculated from 1-hour data with the use of measured components of solar radiation balance. The aim of the study was an analysis of the annual course of UTCI in Wrocław-Swojczyce and the occurrence frequency of UTCI levels corresponding to a specific stimulating condition (heat and cold stress) as well as emphasizing the dependence of its occurrence with specified meteorological determinants.

The values of UTCI were calculated according to methodology described by Błażejczyk *et al.* (2010) on the basis of meteorological data from the Agro- and Hydrometeorological Observatory of Wrocław University of Environmental and Life Science. The influence of meteorological conditions on the extreme values of UTCI forming was evaluated for selected periods of cold and heat-waves. To evaluate the influence of air circulation determinants on UTCI values, circulation types were used, classified for each day of the analyzed period according to the rules of automatic air circulation types classification for the Lower Silesia region (Ojrzyńska 2015).

The analysis of the occurrence frequency of specific UTCI levels in Wrocław-Swojczyce confirmed that biometeorological conditions of this place are characterized by significant (40%) occurrence of heat load deficiency ($26 > \text{UTCI} > 9$). The highest frequency values of this UTCI level were noted for the summer months. In the analyzed years the occurrence of stimulating levels of UTCI was noted, but more often the loads were connected with cold stress. The most frequent moderate cold stress was noted from December to March. It was proved that for Wrocław-Swojec this characteristic is low, not exceeding 6% frequency of the occurrence of moderate heat stress ($32 > \text{UTCI} > 26$) and close to 1% of mean frequency of strong heat stress ($38 > \text{UTCI} > 32$).

The most stimulating conditions – extreme levels of UTCI – were most often noted in situations with indefinite direction of advection and during advection from south to east. Strong heat stress was often observed in anticyclone situations in wet air masses. The strongest cold stress appeared in anticyclone, in dry air masses and in situations with advection of cold air from north in the upper part of the troposphere (upper cyclone). In cyclone with a high dynamic of wind, moderate cold stress ($13 > \text{UTCI} > 0$) and less often strong cold stress ($-27 > \text{UTCI} > -13$) was mainly observed, however the increase of its occurrence frequency in the years 2011–2013

contributed to the increase in the general frequency occurrence of cold stress in Wrocław-Swojczyce.

In the described anticyclonic situation during the heat wave, the course of the UTCI value was levelized and clearly corresponded with solar factors which form the air temperature T and the mean radiant temperature Mrt . In the cold – wave period, in cyclonic situation, the smallest decrease of the UTCI values was noted

for high wind speed and in cases of low values of water vapour pressure. The influence of these meteorological factors on the UTCI values was so strong, that it caused significant variation and obliteration of the general UTCI course connected with the solar determinant. The study proved that the lack of information about the components of the solar radiation balance in UTCI calculations leads underestimation in the UTCI, averagely about $2,7^{\circ}\text{C}$.

ZRÓŻNICOWANIE WYSOKICH DOBOWYCH SUM OPADÓW W ŁODZI I OKOLICACH NA TLE CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ

The variability of high daily precipitation totals in Łódź and its surroundings in relation to atmospheric circulation

JOANNA JĘDRUSZKIEWICZ*, MARIUSZ ZIELIŃSKI**

Zarys treści. Głównym celem pracy było poznanie zróżnicowania wysokich dobowych sum opadów pomiędzy zurbanizowanym obszarem Łodzi a terenem otaczającym (zamiejskim). W opracowaniu wykorzystano dane z trzech posterunków opadowych zlokalizowanych na obszarach: miejskim, podmiejskim i zamiejskim. Analiza wartości wskaźników wysokich sum opadów, zaproponowanych przez *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI), pozwoliła wyróżnić postereunek zamiejski cechujący się intensywniejszymi i bardziej obfitymi dobowymi opadami atmosferycznymi. Wyssokie opady atmosferyczne towarzyszyły masom powietrza przepływającym przez obszar Europy Zachodniej i Południowo-Zachodniej. Obszar ten został wyznaczony na podstawie analizy trajektorii wstecznych z wykorzystaniem modelu HYSPLIT. Najwyższe dobowe sumy opadów występowały podczas cyrkulacji cyklonalnej, przy adwekcji z zachodu i południowego zachodu na stacji zamiejskiej, oraz równie wysokie, przy adwekcji z sektora wschodniego na stacjach położonych na obszarze miasta.

Słowa kluczowe: klimat miasta, wysokie opady atmosferyczne, cyrkulacja atmosferyczna, Łódź

Abstract. The main aim of this study was to investigate the variability of high daily precipitation totals between the urbanized area of Łódź and the surrounding rural areas. Data collected at three stations located in the city, on the outskirts and outside of the city were analyzed. According to the indices proposed by the *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI), higher and more intensive daily precipitation than in the city was observed at the rural station. High precipitation events were associated with air masses passing through western and south-western Europe, according to the HYSPLIT model of backward trajectory analysis. The highest daily precipitation totals were found for the cyclonic circulation. For the station located outside the city, the highest rainfall was observed under the conditions of western and south-western inflow, however, for the urban stations high precipitation totals were observed during eastern inflow as well.

Key words: urban climate, high daily precipitation totals, atmospheric circulation, Łódź

Wprowadzenie

Postępujący rozwój cywilizacyjny wiąże się nierozzerwalnie z coraz większą presją człowieka na środowisko naturalne, przy czym najsilniej zaznacza się ona w obszarach zurbanizowanych. Jednym z najlepiej poznanych i najdłużej badanych przejawów wpływu człowieka na klimat lokalny miasta jest zjawisko miejskiej wyspy ciepła (np. Oke 1988; Fortuniak 2003), które może przyczyniać się do wzmożonych ruchów konwekcyjnych szczególnie nad centrum miasta, a w konsekwencji do intensywniejszych i częstszych opadów, szczególnie związanych z wystę-

powaniem burz (np. Atkinson 1971). Intensywne opady atmosferyczne są jednym z najważniejszych zagrożeń naturalnych w Polsce. Na negatywne skutki tego zjawiska narażone są przede wszystkim obszary miejskie cechujące się zwartą zabudową i wysoką szczelnością podłoża. Na takim terenie wysokie dobowe sumy opadów mogą doprowadzić do lokalnych podtopień, zalań, a nawet powodzi, prowadząc do strat materialnych.

Obszary zurbanizowane przyczyniają się do modyfikacji pola opadów. Wpływ obszarów zurbanizowanych na rozkład opadów atmosferycznych często bada się poprzez porównanie opadów mierzonych na stacji zlokalizowanej

* Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: joaned@up.krakow.pl

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

w mieście i na obszarze zamiejskim. Po zawietrznej stronie miasta notuje się zwiększone opady, co szczególnie zaznacza się w odległości kilkunastu kilometrów od centrum miasta (np. Changnon 1981; Changnon i in. 1991; Hughes 2006; Bulut i in. 2008). Na intensyfikację opadów po zawietrznej stronie miasta wskazują również pomiary przeprowadzone za pomocą teledetekcji satelitarnej dla kilku amerykańskich miast (Shepherd i in. 2002). Powyższych wyników nie można traktować jako uniwersalnych, gdyż duże znaczenie w kształtowaniu przestrzennego rozkładu mogą mieć inne czynniki, jak chociażby ukształtowanie powierzchni czy odległość od otwartych zbiorników wodnych. Duża ilość aerozoli emitowanych w miastach również może przyczynić się do zwiększania częstości występowania opadów, szczególnie gdy w najbliższym otoczeniu miasta nie obserwuje się znacznej koncentracji aerozoli mogących stanowić jądra kondensacji (van den Heever, Cotton 2007). Szczegółowego przeglądu badań dotyczących opadów w mieście i czynników, które przyczyniają się do ich intensyfikacji w obszarach zurbanizowanych dokonali m.in. Lowry (1998), Shepherd (2005) oraz Han i in. (2014).

Zróznicowaniem opadów w rejonie Łodzi zajmował się m.in. Dubaniewicz (1974), który analizując dane z okresu 1954–1964 wskazał m.in. na występowanie wyższych sum opadów po wschodniej stronie Łodzi. Autor zwrócił też uwagę na to, że wpływ topografii na rozkład przestrzenny opadów jest dodatkowo modyfikowany przez obszar miasta. Do tej pory większość prac poświęconych charakterystyce opadów w samej Łodzi dotyczyła analizy serii pomiarów z pojedynczych posterunków opadowych (np. Wibig 1998; Podstawczyńska 2010), rzadko też skupiano się na opadach ekstremalnych i ich związkach z cyrkulacją atmosferyczną (Wibig, Fortuniak 1998).

Głównym celem pracy było zbadanie wpływu miasta na zróżnicowanie wysokich sum opadów w Łodzi i jej okolicach. W pierwszej części pracy dokonano porównania wysokich sum opadów na stacjach położonych na obszarach różniących się stopniem zagospodarowania – centrum miasta, obszar podmiejski i zamiejski oraz topografią terenu. Warunki opadowe na stacjach pomiarowych opisano w podziale na poszczególne lata. W drugiej części pracy dokonano charakterystyki kierunków napływu mas powietrza i charakteru cyrkulacji atmosferycznej sprzyjających powstawaniu intensywnych (> 10 mm) i bardzo intensywnych (> 20 mm) opadów. Zwrócono

również uwagę na obszar, przez który najczęściej przepływają masy powietrza towarzyszące obfitym opadom deszczu w Łodzi i okolicach.

Punkty pomiarowe, metody i dane

W opracowaniu wykorzystano dobowe sumy opadów z trzech stacji pomiarowych: miejskiej (Politechniki), podmiejskiej (Łódź-Lublinek) i zamiejskiej (Ciosny) (rys. 1). W związku z dostępną krótką serią opadów dobowych ze stacji miejskiej analizie poddano okres obejmujący lata 2010–2013. Stacja opadowa Politechniki położona jest w południowej części Śródmieścia i wchodzi w skład sieci pomiarowej należącej do Łódzkiej Spółki Infrastrukturalnej (ŁSE). Pomimo, iż aktualnie sieć pomiarowa w Łodzi liczy 30 stacji (sieć pomiarowa ŁSE oraz Katedry Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego), większość z nich nie nadawała się do wykorzystania z uwagi na dużą ilość błędów pomiarowych i braków danych (często przekraczającą 30%) lub zbyt krótki okres pomiarów. Jedynie stacja Politechniki cechowała się największą spójnością i dostępnością danych. Obszar podmiejski reprezentowany jest przez stację Łódź-Lublinek, usytuowaną na terenie portu lotniczego im. Władysława Reymonta, należąca do systemu stacji synoptycznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego. Stacja zamiejska, założona przez Uniwersytet Łódzki, została zlokalizowana w Ciosnach na terenie wiejskim sąsiadującym od południa z autostradą A2.

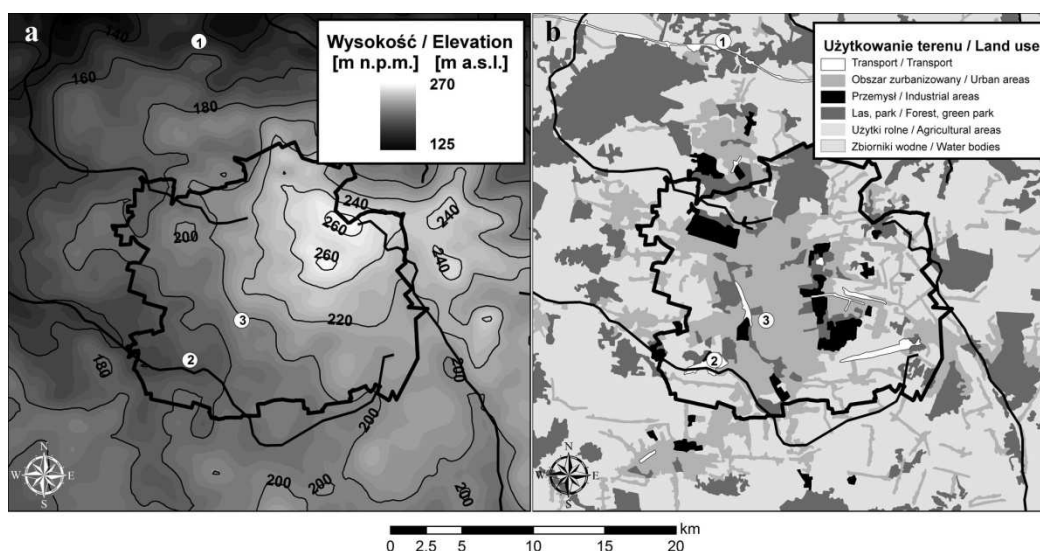
Ze względu na nieciągłość serii opadów z posterunku Politechniki (brak ok. 21,6% danych) autorzy dokonali uzupełniania danych. Wykorzystano przy tym metodę bazującą na współczynniku korelacji liniowej Pearsona (Bennett i in. 2007):

$$V_{est} = \sum_{j=1}^n V_j \cdot w_i, \quad (1)$$

$$w_i = \frac{R_j}{\sum_{j=1}^n R_j}, \quad (2)$$

gdzie:

- V_{est} – uzupełniona wielkość opadu,
- V_j – wielkość opadu na stacji referencyjnej,
- w_i – waga przypisana dla i-tej serii referencyjnej,
- R_i – i-ty współczynnik korelacji,
- R_j – współczynnik korelacji pomiędzy j-tą stacją referencyjną a stacją uzupełnianą,
- n – liczba stacji referencyjnych.



Rys. 1. Lokalizacja stacji opadowych wykorzystanych w opracowaniu na tle rzeźby terenu (a) oraz użytkowania terenu (b)

Localization of measurement sites in relation to the terrain elevation (a) and land use map (b)

W celu wybrania stacji referencyjnych obliczono współczynniki korelacji pomiędzy danymi opadowymi ze stacji Politechniki a wszystkimi posterunkami zlokalizowanymi w obrębie miasta (30 stacji). Następnie spośród nich wybrano trzy stacje cechujące się najwyższym współczynnikiem korelacji, które wykorzystano do uzupełnienia nieciągłej serii opadowej. Determinantą przy tym wyborze była również odległość pomiędzy stacjami referencyjnymi a stacją uzupełnianą. W sytuacji, gdy na jednej z tych stacji brakowało danych, uzupełnienia dokonano w oparciu o dane z dwóch stacji referencyjnych. Tym sposobem uzupełniono znaczną część braków w obserwacjach. Jeśli braki w danych występowały na wszystkich stacjach referencyjnych (np. wynikających z błędnego transferu danych), do dalszego uzupełniania korzystano z danych ze stacji Łódź-Lublinek. W takich przypadkach serię ze stacji Politechniki uzupełniono za pomocą metody ilorazów (Pruchnicki 1987). W trakcie powyższej procedury wykorzystano również dane z reanaliz i map synoptycznych, pozwalające na jednoznaczne określenie sytuacji z brakiem opadu na badanym terenie, co pozwoliło wyeliminować błędy mogące pojawić się podczas niewielkiego, lokalnego opadu. Autorzy zdają sobie sprawę, że uzupełnianie danych w oparciu o obserwacje ze stacji Łódź-Lublinek mogło wpłynąć na wyniki porównania opadów na obu posterunkach, jednak w uzupełnianych okresach nie występowały wysokie dobowe sumy opadów. W związku z tym mogło to wpłynąć zaledwie w niewielkim stopniu na wartości niektórych wskaźników opadowych na

stacji Politechniki. Ponadto została zbadana jednorodność szeregów za pomocą testu Alexanderssona na poziomie 95% (Alexandersson 1986).

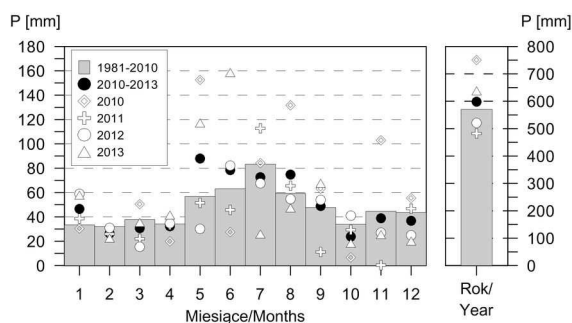
Do charakterystyki wysokich sum opadów wykorzystano wskaźniki zaproponowane przez *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) (Karl i in. 1999; Peterson i in. 2001; Zhang, Yang 2004). Mimo, iż wskaźniki te zwykle wykorzystywane są do klimatologicznej charakterystyki opadów, niektóre z nich również dobrze odzwierciedlają intensywność i długość opadu w krótszym okresie badawczym. Wybrane wskaźniki obejmują: roczną liczbę dni z opadem większym bądź równym 10 i 20 mm (R10 i R20), prosty wskaźnik intensywności opadu (SDII), miesięczną maksymalną dobową i pentadową sumę opadów. Wskaźnik SDII obliczony jest dla dni z opadem ≥ 1 mm. Również w opracowaniu Olechnowicz-Bobrowskiej (1970) zastosowano wartość progowe 10 i 20 mm odpowiadające opadom wysokim i bardzo wysokim. Wysokie i bardzo wysokie opady dobowe wyznaczone są także na podstawie względnych wartości progowych, takich jak liczba dni z opadem przekraczających wartość 95. czy 99. percentyla (Grisman i in. 2005), jednak ze względu na zbyt krótką serię danych ze stacji miejskiej, nie posłużono się tymi miarami. Jedynie dla stacji Łódź-Lublinek można było ustalić wartości 95. i 99. percentyla dla okresu 1981–2010, wynoszące odpowiednio 13,7 oraz 25 mm. W pracy wykorzystano kalendarz cyrkulacji atmosferycznej opracowany przez Piotrowskiego (2009) na pod-

stawie metody zaproponowanej przez Jenkinsona i Collisona (1977).

W celu określenia obszaru najczęstszego przepływu mas powietrza podczas dni z opadem ≥ 10 mm zastosowano model HYSPLIT4 opracowany przez NOAA's Air Resources Laboratory (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). W modelu zostały wykorzystane dane pochodzące z reanaliz NCEP/NCAR o rozdzielczości $2,5^\circ$. Trajektorie wsteczne względem punktu, o współrzędnych $51,75^\circ\text{N}$; $19,5^\circ\text{E}$, zostały wyznaczone dla okresu 72 h dla poziomu 850 hPa. Miąższość warstwy, którą wzięto pod uwagę, wynosiła 10 km. Na podstawie serii otrzymanych trajektorii wyznaczono główny obszar napływu mas powietrza.

Zmienność czasowo-przestrzenna wysokich dobowych sum opadów w Łodzi i okolicach

Na rys. 2 zaprezentowano porównanie miesięcznych sum opadów obserwowanych na stacji Łódź-Lublinek na tle średniej wieloletniej. Z uwagi na to, że największe zmiany w zagospodarowaniu przestrzennym południowo-zachodniej części miasta zachodziły do połowy lat 80., jako główne tło porównawcze warunków opadowych dla stacji Łódź-Lublinek wybrano lata 1981–2010. Dobowe sumy opadów dla stacji pozyskano z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego.



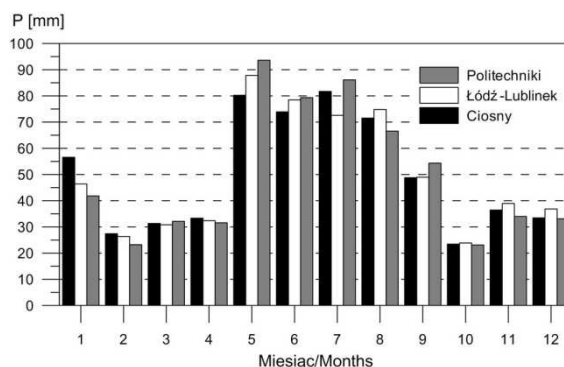
Rys. 2. Średnie miesięczne sumy opadów dla stacji Łódź-Lublinek w badanym okresie 2010–2013 na tle wielolecia 1981–2010

Monthly precipitation totals from Łódź-Lublinek station in the period 2010–2013 and mean monthly precipitation totals for the period 1981–2010

Badane w opracowaniu czterolecie 2010–2013 na stacji Łódź-Lublinek odznaczało się nieco większymi średnimi rocznymi sumami opadów (598 mm) w porównaniu z latami 1981–2010 (570,1 mm) czy 1931–1995 (560,2 mm)

(Wibig 1998). W analizowanym okresie na obszarze Łodzi i okolic najbardziej wilgotny był rok 2010, w którym suma opadu wyniosła 751 mm. Z kolei lata 2011–2012 były względnie suche i roczne sumy opadu nie przekraczały 500 mm. W latach 2010–2013 opady w poszczególnych miesiącach cechowały się dużym zróżnicowaniem. Na tle średnich wieloletnich miesięcznych sum opadu (1981–2010) wyraźnie wyższe sumy wystąpiły w maju (o około 54%), styczniu (o 39%), czerwcu (o 24%) i sierpniu (o 26%), zaś w pozostałych miesiącach były one niższe (średnio o 16%) bądź zbliżone do wielolecia (rys. 2).

Szczególnie duże opady wystąpiły w maju 2010 roku, kiedy to miesięczna suma (152,5 mm) stanowiła niecałe 27% rocznej sumy opadów z lat 1981–2010. Okres ten w dużej mierze wpłynął na podwyższenie sum opadów w 2010 roku, jak i w całym badanym czterolecu. Bardzo obfite opady deszczu w maju 2010 roku doprowadziły do powodzi w dorzeczu Wisły i Odry, obejmując swym zasięgiem również obszar Łodzi i okolic (Maciejewski i in. 2011; Szalińska i in. 2014). W ciągu trzech dni (16–18 maja) łączna suma opadu na stacji Łódź-Lublinek wyniosła 54,3 mm, na stacji Politechniki – 57,5 mm oraz w Ciosnach – 91,7 mm.



Rys. 3. Średnie miesięczne sumy opadów na wybranych stacjach w latach 2010–2013

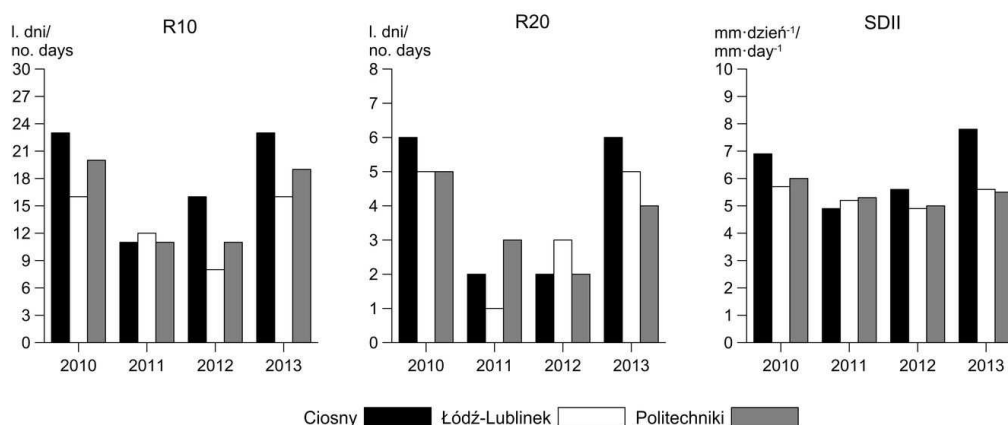
Mean monthly precipitation totals at considered stations in the period 2010–2013

W latach 2010–2013 różnice w miesięcznych sumach opadu pomiędzy stacjami usytuowanymi w obrębie różnych typów zabudowy są zauważalne głównie późną wiosną i latem (rys. 3). Wówczas najwyższe miesięczne sumy opadu obserwowano na stacji zlokalizowanej w centrum miasta, co mogło być związane z częstszym występowaniem opadów konwekcyjnych nad centrum Łodzi. Wyjątkiem w tym przypadku był sierpień,

kiedy w mieście opady osiągnęły najniższy poziom. Warto podkreślić, że na stacji miejskiej i podmiejskiej roczne sumy opadów były zbliżone w całym okresie badawczym. W Ciosnach natomiast, podczas lat wilgotnych 2010 i 2013, opady były wyższe nawet o ok. 85 mm, zaś w 2012 – niższe o blisko 50 mm w stosunku do stacji położonych w obrębie miasta.

W charakterystyce wysokich sum opadów w pierwszej kolejności wzięto pod uwagę liczbę dni z opadem ≥ 10 i 20 mm. Najwyższa liczba tych dni wystąpiła w latach, w których obserwowano jednocześnie najwyższą sumę opadów, tj. 2010 i 2013 (rys. 4). W latach 2011–2012

średnia liczba dni z opadem powyżej 10 mm wyniosła na wszystkich stacjach przeciętnie około 10 dni, zaś z w latach 2010 i 2013 – od 16 dni na stacji Łódź-Lublinek do 24 dni w Ciosnach. Ogólnie dobowe sumy opadów przekraczające 10 mm częściej pojawiały się na obszarze zamiejskim niż w obrębie miasta. W przypadku dobowego opadu większego niż 20 mm różnice pomiędzy stacjami już nie były aż tak wyraźne. W latach względnie suchych, 2011 i 2012, dni z opadem powyżej 20 mm było niewiele (od 1 do 3), zaś w latach względnie wilgotnych, 2010 i 2013, od 4 do 6 dni.



Rys. 4. Roczna liczba dni z opadem ≥ 10 mm (R10) i ≥ 20 mm (R20) oraz prosty wskaźnik intensywności opadu (SDII) w latach 2010–2013 na stacjach Łódź-Lublinek, Politechniki, Ciosny

Annual count of days with precipitation ≥ 10 mm (R10) and ≥ 20 mm (R20) and simple daily intensity index (SDII) in the period 2010–2013 at Łódź-Lublinek, Politechniki and Ciosny stations

Średnia suma dobowego opadu z trzech stacji wyniosła 5,7 mm. Pomimo iż w latach 2010 i 2013 zaobserwowano najwyższe roczne sumy opadów i najwięcej dni z opadem przekraczającym 10 i 20 mm, to średnia dobowa intensywność opadu nie różniła się już tak znacząco od lat 2011–2012 jak pozostałe wskaźniki. Jedynie w 2013 roku w Ciosnach zanotowano wyraźnie wyższe dobowe sumy opadu o około 3 mm (rys. 4).

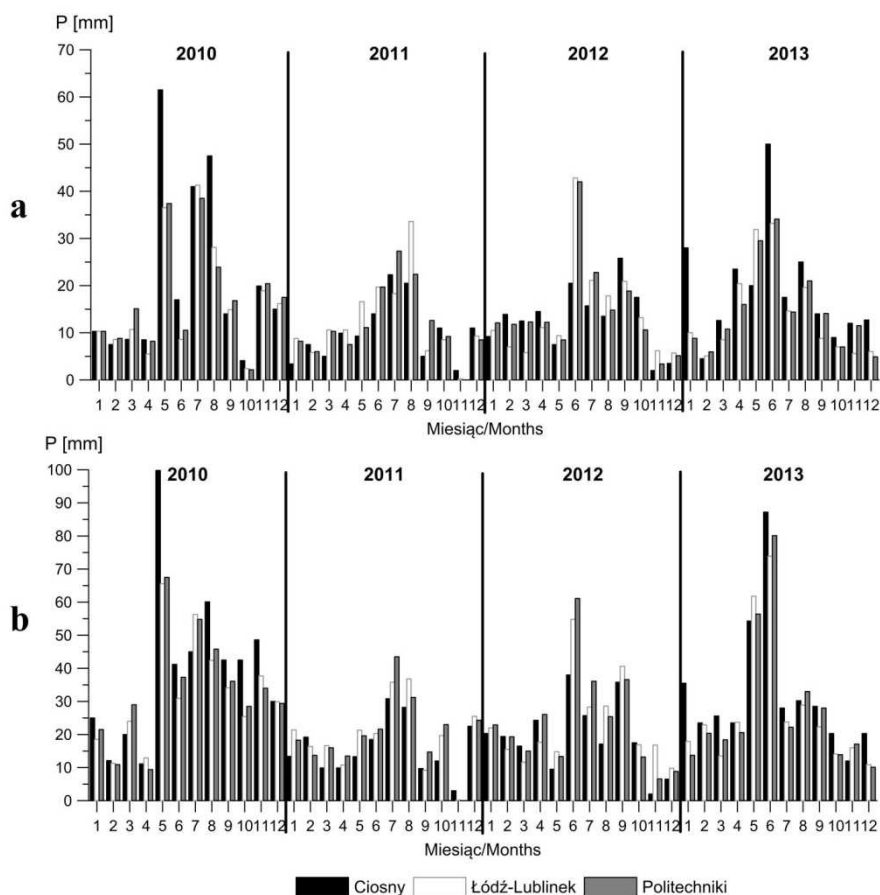
Roczna zmienność maksymalnych dobowych sum opadów wskazuje najwyższe wartości w okresie od maja do sierpnia. Szczególnie wysokie opady zanotowano w maju 2010 roku i czerwcu 2013 roku na stacji w Ciosnach – aż 61,5 i 50 mm, zaś na stacjach Łódź-Lublinek i Politechniki odpowiednio ok. 37 i 34 mm (rys. 5). Dość wysokie maksima opadowe (ponad 42 mm) zarejestrowano także w 2012 roku na stacjach Łódź-Lublinek i Politechniki. Najniższe maksymalne sumy opadów zaobserwowano jesienią i nie przekroczyły one kilku mm. Rozkład najwyższych pentadowych

sum opadów w miesiącu cechował się podobnym przebiegiem rocznym do rozkładu najwyższych dobowych sum w badanym okresie. Najwyższe pentadowe sumy zanotowano także w maju 2010 roku i czerwcu 2013 roku na stacji Ciosny: wynosiły one odpowiednio 100 i 87 mm, Łódź-Lublinek: 66 i 74 mm oraz Politechniki: 67,5 i 80 mm.

W latach 2010–2013 dobowe sumy opadu, większe bądź równe 10 i 20 mm, najczęściej występowały od maja do sierpnia, przez odpowiednio około 10 i 3 dni w miesiącu. Od października do kwietnia tak wysokie dobowe sumy opadów odnotowano sporadycznie i najczęściej na stacji w Ciosnach. Występowanie wysokich opadów na obszarze Łodzi było najczęstsze w okresie od maja do sierpnia (rys. 6). Nie dotyczy to stacji zamiejskiej (Ciosny), gdzie duża liczba dni z wysokim opadem wystąpiła również we wrześniu (10 dni), podczas gdy na obszarze miasta takich przypadków było o połowę mniej. Względnie dużą liczbę dni z opadem ≥ 10 mm zanotowano

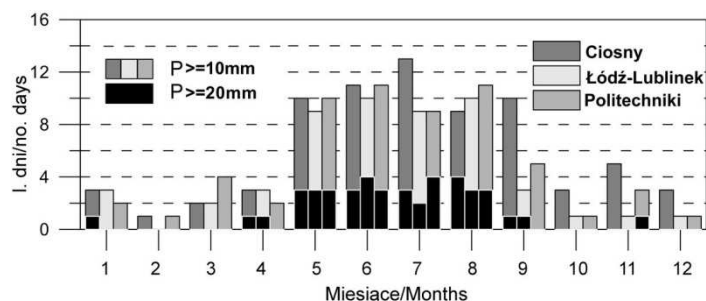
w Ciosnach także w okresie od października do grudnia. Biorąc pod uwagę cały okres badawczy na stacji zamiejskiej wystąpiły 73 dni z opadem ≥ 10 mm, na stacji miejskiej – 60 dni, zaś na podmiejskiej – 52 dni. Również w przypadku liczby dni z opadem ≥ 20 mm stacja w Ciosnach, na której zaobserwowano 16 takich dni, wyróżnia się

na tle pozostałych posterunków, jednakże różnice są mniejsze (na obu posterunkach w obrębie miasta zanotowano 14 takich dni). W czasie zimy w centrum miasta i w strefie podmiejskiej nie obserwowano dni z bardzo wysokimi opadami, jedynie w Ciosnach odnotowano pojedyncze dni w okresie wiosenno-letnim.



Rys. 5. Maksymalna dobową sumą opadów (a) oraz maksymalna pentadowa suma opadów (b) na stacjach Łódź-Lublinek, Politechniki i Ciosny w latach 2010–2013

Maximal daily precipitation total (a) and maximal 5-day precipitation total (b) at Łódź-Lublinek, Politechniki and Ciosny stations in the period 2010–2013



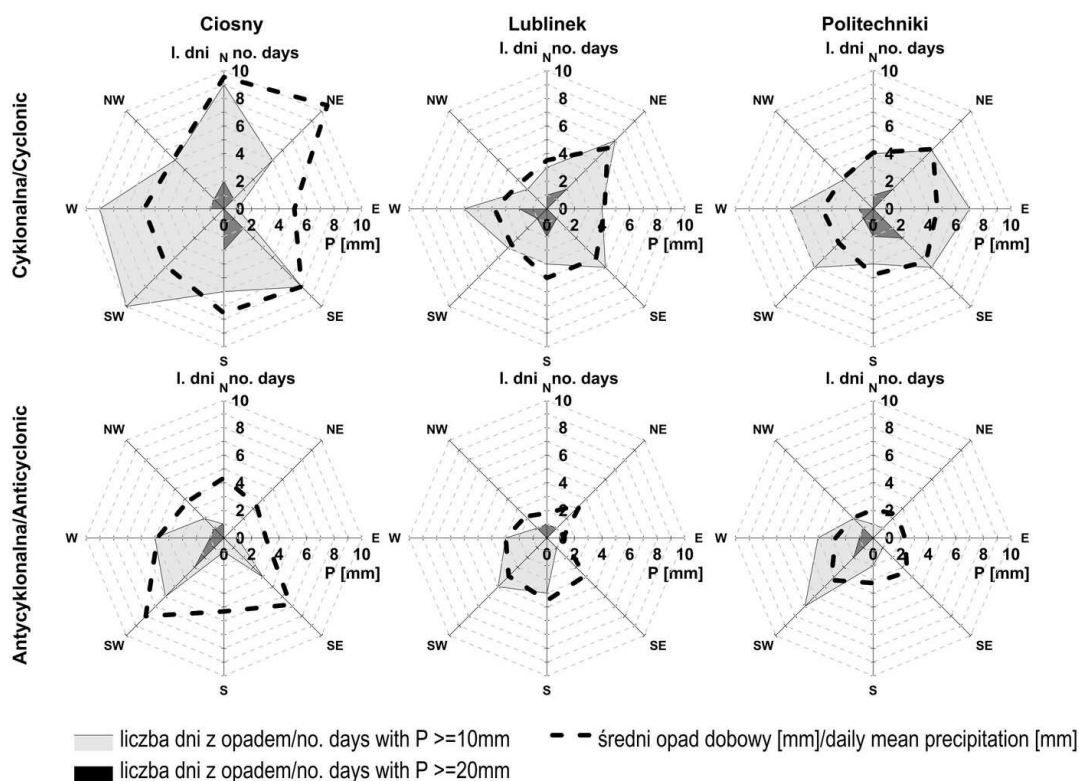
Rys. 6. Liczba dni z opadem ≥ 10 mm i ≥ 20 mm na stacjach Łódź-Lublinek, Politechniki i Ciosny w latach 2010–2013

Number of days with precipitation totals ≥ 10 mm and ≥ 20 mm at Łódź-Lublinek, Politechniki and Ciosny stations in the period 2010–2013

Wysokie sumy opadów na tle cyrkulacji atmosferycznej

Wysokie dobowe sumy opadu w przypadku Łodzi i okolic najczęściej obserwowane były podczas cyrkulacji cyklonalnej (ponad 70% przypadków). Wyraźnie zaznaczyło się przy tym zróźnicowanie liczby przypadków z opadami ≥ 10 mm w zależności od kierunku napływu powietrza, jak również duże zróźnicowanie pomiędzy obserwacjami z poszczególnych posterunków pomiarowych (rys. 7). W przypadku cyrkulacji cyklonalnej nie można wskazać kierunku, dla którego na wszystkich posterunkach obserwowano najwięcej przypadków wysokich dobowych sum opadów, pomimo to można zauważyć, iż często pojawiają się one podczas napływu powietrza z zachodu i południowego zachodu. Warto przy tym zwrócić uwagę na fakt, iż w przypadku stacji zlokalizowanej w mieście wysokie opady najczęściej obserwowano podczas napływu ze wschodu (7 dni). Stosunkowo dużo takich przypadków zaobserwowano również na stacji podmiejskiej (4 dni), zaś zdecydowanie najrzadziej (1 dzień) pojawiają się one na stacji zamiejskiej. Duże znaczenie może w tym odgrywać topografia

terenu w okolicach Łodzi. Masy powietrza napływające nad obszar miasta ze wschodu napotyka barierę w postaci Wzniesień Łódzkich, która może powodować ich wypiętrzanie. Płynąc dalej na wschód powietrze napływa nad centrum miasta, gdzie zaznacza się miejska wyspa ciepła mogąca powodować intensyfikację ruchów konwekcyjnych, a w konsekwencji większe opady po zawiętrzanej stronie centrum miasta, czyli w strefie, w której leży stacja Politechniki i Łódź-Lublinek. Na wszystkich posterunkach można zauważyć, iż dobowe opady ≥ 10 mm stosunkowo rzadko występują przy napływie z północnego zachodu. W analizowanym okresie sumy dobowe opadu ≥ 20 mm obserwowano najczęściej podczas napływu z południa, południowego wschodu, zachodu, północy i północnego wschodu. Z kolei podczas napływu powietrza ze wschodu nie zaobserwowano ani jednego dnia z opadem ≥ 20 mm. Ponadto, podczas napływu powietrza z południowego zachodu zanotowano jeden dzień z tak wysokim opadem na stacji miejskiej i podmiejskiej, zaś podczas napływu z północnego zachodu jeden przypadek na stacji zamiejskiej.



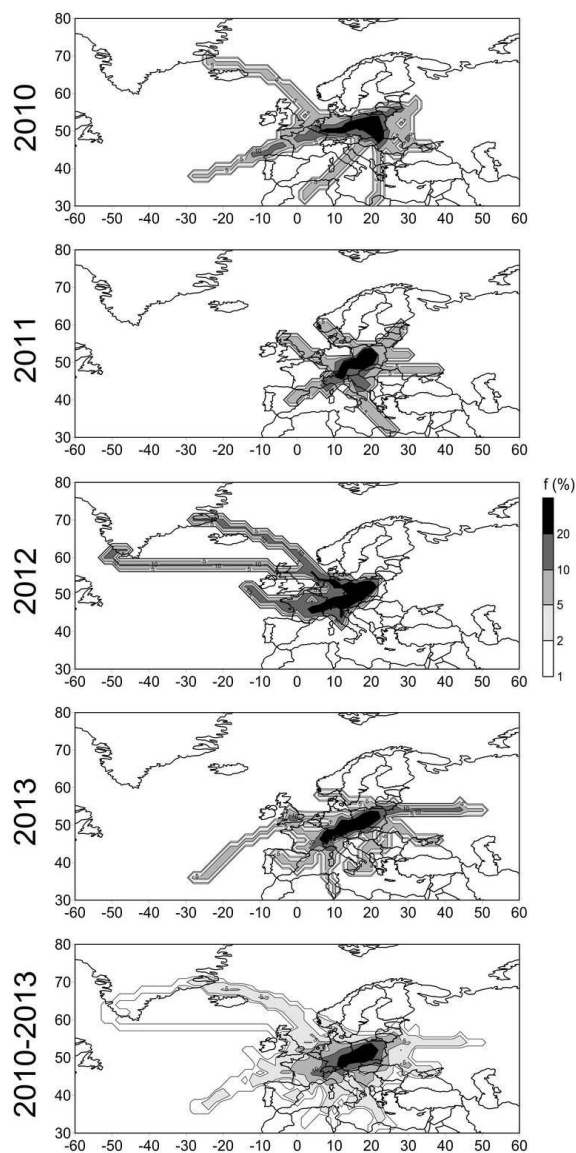
Rys. 7. Częstość występowania wysokich opadów ≥ 10 mm i ≥ 20 mm oraz średnia dobowa suma opadu w zależności od kierunku napływu mas powietrza w latach 2010–2013

Frequency of high daily precipitation totals ≥ 10 mm and ≥ 20 mm, and average daily precipitation total according to wind direction in the period 2010–2013

W przypadku cyrkulacji antycyklonalnej widoczna jest wyraźna dominacja kierunku południowo-zachodniego, zarówno w przypadku dobowych sum opadu ≥ 10 mm, jak i ≥ 20 mm. Stosunkowo dużo opadów przekraczających bądź równych 10 mm występuje również podczas napływu z zachodu. Pojawienie się takich opadów podczas cyrkulacji o charakterze antycyklonalnym jest najmniej prawdopodobne podczas napływu ze wschodu i północnego wschodu. Dni z opadem ≥ 20 mm nie występują w przypadku napływu powietrza z północnego wschodu, wschodu, południowego wschodu i południa. W poszczególnych latach obszar, przez który przepływały masy powietrza podczas dni charakteryzujących się wysokimi sumami opadów w Łodzi różnił się w niewielkim stopniu. W 2010 roku region, przez który najczęściej przebiegały trzydniowe trajektorie wsteczne rozciągał się w kierunku zachodnim aż po Zatokę Biskajską i w kierunku południowo-wschodnim (rys. 8). W 2011 roku obszar ten był w dużej mierze ograniczony do Europy kontynentalnej, rozciągając się głównie w kierunku południowo-zachodnim. Z kolei w stosunkowo suchym 2012 roku zaobserwowano trajektorie rozciągające się do południowych i południowo-wschodnich wybrzeży Grenlandii. Ponadto, jak w roku poprzedzającym, zaznaczył się kierunek południowo-wschodni. Rok 2013 cechował się taką samą jak 2010 rok wysoką liczbą dni z opadem ≥ 10 mm. Jednakże dominujący szlak, przez który przebiegały trajektorie, był podobny jak we względnie suchych latach 2011–2012. Podczas dni z wysokimi opadami masy powietrza napływały także z Niziny Wschodnioeuropejskiej. Uogólniając, w latach 2010–2013 to Europa Środkowa i Zachodnia była dominującym obszarem, przez który przepływały masy powietrza podczas obserwowanych wysokich dobowych sum opadów. Warto zauważyć, iż wysokie dobowe sumy opadów nie występowały podczas napływu mas powietrza z północy.

Podsumowanie i wnioski

W pracy dokonano szczegółowej analizy wysokich dobowych sum opadów w Łodzi i okolicach w latach 2010–2013. Duży nacisk położony został na analizę kierunków napływu mas powietrza oraz obszarów najczęstszego przebiegu trajektorii towarzyszących wysokim sumom opadów. Podjęto się próby zbadania zróżnicowania warunków opadowych dla obszarów o różnym charakterze zabudowy (miejska,



Rys. 8. Częstość 72-godzinnych trajektorii wstecznych dla obszaru Łodzi podczas dni z opadem ≥ 10 mm w latach 2010–2013

dane z rozdzielczością $1 \times 1^\circ$

The frequency of 72-hour backward trajectories for Łódź during the days with precipitation totals ≥ 10 mm in the period 2010–2013

data interpolated in $1 \times 1^\circ$ grid

podmiejska i zamiejska). Na wszystkich badanych stacjach najwyższe miesięczne sumy opadów i największa liczba dni z wysokimi opadami została zarejestrowana od maja do sierpnia. Wybrany okres badawczy pozwolił wyróżnić lata bardziej wilgotne – 2010 i 2013 oraz suche – 2011 i 2012. W okresach wilgotnych stacja w Ciosnach charakteryzowała się wyższymi rocznymi sumami opadów oraz wyższymi wartościami wskaźników wysokich opadów, takich jak liczba dni z opadem większym bądź równym 10

i 20 mm, intensywnością opadów czy też najwyższą maksymalną dobową i pentadową sumą opadów w półroczu ciepłym. Pozostałe stacje, miejska i podmiejska, nie wykazywały wyraźnego zróźnicowania. Stacja w Ciosnach leży w strefie, w której wysokie dobowe sumy opadu są bardziej prawdopodobne niż na obszarze miasta (Kłysik 2001). Wydaje się, że główną przyczyną wyższych opadów notowanych w Ciosnach jest ich położenie w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich. Fakt ten potwierdzają liczne przypadki występowania wysokich sum opadów przy napływie mas powietrza z północy w Ciosnach, podczas gdy na stacjach Politechniki i Łódź-Lublinek jest ich zdecydowanie mniej. Może to być związane z piętreniem mas powietrza po stronie nawietrznej Wzniesień Łódzkich. Jednakże przeważającymi kierunkami napływu mas powietrza, w konsekwencji których wystąpiły wysokie sumy opadów, był południowy zachód i zachód. Wyniki te oparto zarówno na badaniach cyrkulacji atmosferycznej dla wysokości barycznej 925 hPa, jak i na modelu HYSPLIT. Warto zauważyć, że podczas cyrkulacji antycyklonalnej bardzo silnie zaznaczył się południowo-zachodni kierunek napływu mas powietrza. Z kolei na stacjach Politechniki i Łódź-Lublinek zaobserwowano znaczny udział wysokich sum opadów podczas cyrkulacji wschodniej cyklonalnej, podczas gdy w Ciosnach wystąpił tylko jeden taki przypadek. Jest to związane z tym, że podczas wschodniej cyrkulacji Ciosny są „zasłonięte” przez Wzniesienia Łódzkie, szczególnie Wzgórza Łagiewnickie, w przeciwieństwie do pozostałych stacji.

Na podstawie zbadanych stacji opadowych w latach 2010–2013 nie udało się wykazać istotnego wpływu miasta na intensyfikację czy też częstość występowania wysokich opadów. Wynika to ze zbyt małej dostępności reprezentatywnych serii danych opadowych z obszaru miasta. Rozwijana w ostatnich latach gęsta sieć posterunków opadowych na obszarze Łodzi i jego okolic może pozwolić w przyszłości na bardziej dokładną charakterystykę zróźnicowania pola opadów atmosferycznych oraz wykazać istotny wpływ obszaru zurbanizowanego na modyfikację ich rozkładu przestrzennego.

Praca finansowana ze środków Narodowego Centrum Nauki w ramach projektu badawczego nr 2012/05/B/ST10/00945 w latach 2013–2016. Autorzy pragną podziękować Instytutowi Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowemu Instytutowi Badawczemu za udostępnienie danych ze stacji Łódź-Lublinek, jak również Katedrze Hydrologii i Gospodarki Wodnej Uniwersytetu Łódzkiego za udostępnienie

danych ze stacji Ciosny. Dziękujemy też dr. Piotrowi Piotrowskiemu za udostępnienie kalendarza cyrkulacji oraz dwóm anonimowym recenzentom za bardzo cenne uwagi, które pozwoliły na bardziej dogłębną analizę wyników.

Literatura

- Alexandersson Hans. 1986. „A homogeneity test applied to precipitation data”. *International Journal of Climatology* 6 (6): 661-675.
- Atkinson Bruce W. 1971. „The effect of an urban area on the precipitation from a moving thunderstorm”. *Journal of Applied Meteorology* 10: 47-55.
- Bennett Neil D., Lachlan T. H. Newham, Barry F. W. Croke, Anthony J. Jakeman. 2007. Patching and disaccumulation of rainfall data for hydrological modelling. W: Les Oxley, Don Kulasiri (red.) *International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM 2007)*, 2520-2526. New Zealand: Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand Inc.
- Bulut Yahya, Süleyman Toy, Mehmet A. Irmak, Hasan Yilmaz, Sevgi Yilmaz. 2008. „Urban-rural climatic differences over a 2-year period in the City of Erzurum, Turkey”. *Atmosfera* 21 (2): 121-133.
- Changnon Stanley A. 1981. „Metronex, a Review and Summary”. *Meteorological Monographs* Vol. 18 No. 40. Boston: American Meteorological Society.
- Changnon Stanley A., Robin T. Shealy, Robert W. Scott. 1991. „Precipitation changes in fall, winter, and spring caused by St. Louis”. *Journal of Applied Meteorology* 30 (1): 126-134.
- Dubaniewicz Henryk. 1974. „Klimat województwa łódzkiego”. *Acta Geographica Lodziensia* 34: 1-120.
- Fortuniak Krzysztof. 2003. Miejska wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Groisman Pavel Ya., Richard W. Knight, David R. Easterling, Thomas R. Karl, Gabriele C. Hegerl, Vyacheslav N. Razuvaev. 2005. „Trends in intense precipitation in the climate record”. *Journal of Climate* 18 (9): 1326-1350.
- Han Ji-Young, Jong-Jin Baik, Hyunho Lee. 2014. „Urban impacts on precipitation”. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* 50 (1): 17-30.
- van den Heever Susan C., William R. Cotton. 2007. „Urban aerosol impacts on downwind convective storm”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46: 828-850.
- Hughes Karen. 2006. „The impact of urban areas on climate in the UK: a spatial and temporal analysis, with an emphasis on temperature and pre-

- precipitation effects". *Earth & Environment* 2: 54-83.
- Jenkinson Arthur F., Peter Collison. 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62. Bracknell: Meteorological Office.
- Karl Thomas R., Neville Nicholls, Anver Ghazi. 1999. „CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary". *Climatic Change* 42 (1): 3-7.
- Kłysik Kazimierz. 2001. Warunki klimatyczne. W: Stanisław Liszewski (red.) *Zarys monografii województwa łódzkiego*, 68-81. Łódź: Łódzkie Towarzystwo Naukowe.
- Lowry William P. 1998. „Urban effects on precipitation amount". *Progress in Physical Geography* 22 (4): 477-520.
- Maciejewski Maciej, Mieczysław S. Ostojki, Tomasz Walczykiewicz (red.). 2011. Dorzecze Odry – monografia powodzi 2010. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Państwowy Instytut Badawczy.
- Oke Timothy R. 1988. „The urban energy balance". *Progress in Physical Geography* 12 (4): 471-508.
- Olechnowicz-Bobrowska Barbara. 1970. „Częstość dni z opadem w Polsce". *Prace Geograficzne IG PAN* 86: 1-75.
- Peterson Thomas C., Christopher Folland, George Gruza, William Hogg, Abdallah Mokssit, Neil Plummer. 2001. Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998–2001. WMO, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, Geneva, Switzerland.
- Piotrowski Piotr. 2009. „Obiektywna metoda klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej dla Polski". *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 10: 1-216.
- Podstawczyńska Agnieszka. 2010. Temperatura powietrza i opady atmosferyczne w regionie łódzkim w ostatnim stuleciu. W: Juliusz Twardy, Sławomir Żurek, Jacek Forysiak (red.) *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*, 63-73. Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Pruchnicki Jerzy. 1987. Metody opracowań klimatologicznych. Warszawa: PWN.
- Shepherd J. Marshall. 2005. „A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future". *Earth Interactions* 9 (12): 1-27.
- Shepherd J. Marshall, Harold Pierce, Andrew J. Negri. 2002. „Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite". *Journal of Applied Meteorology* 41 (7): 689-701.
- Szalińska Wiwiana, Irena Otop, Tamara Tokarczyk. 2014. „Precipitation extremes during flooding in the Odra River Basin in May-June 2010". *Meteorology Hydrology and Water Management, Research and Operational Applications* 2 (1): 13-21.
- Wibig Joanna. 1998. „Precipitation in Łódź in the period 1931–1995". *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 3: 433-442.
- Wibig Joanna, Krzysztof Fortuniak. 1998. „The extreme precipitation conditions in Łódź in the period 1931–1995". *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 3: 241-249.
- Zhang Xuebin, Feng Yang. 2004. RCLimDex (1.0) User Manual. Downsview, Ontario, Canada: Climate Research Branch Environment Canada.

Summary

Urban areas can modify precipitation not only through an increased amount of rainfall but also its enhancement. This is a result of climatic conditions being different from natural e.g. existence of urban heat island, large amount of aerosol, increased surface roughness etc. The main aim of this study was to investigate the variability of high daily precipitation totals between the urbanized area of Łódź and the surrounding rural areas. Data collected at three stations located in the city (Politechniki), on the outskirts (Łódź-Lublinek) and outside the city (Ciosny) was analyzed. As a result of low availability of rainfall data from the city station, the period under consideration in this study was limited to years 2010–2013. High precipitation events were characterized by several indices defined by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) i.e. annual number of days with daily precipitation ≥ 10 mm and ≥ 20 mm (R10 and R20), simple daily intensity index (SDII). For the analysis of the influence of atmospheric circulation on the observed precipitation in Łódź, the applied circulation patterns were established according to Piotrowski (2009) and the HYSPLIT model.

The annual precipitation totals in the considered period were on average higher (598 mm) than long term means, 1981–2010 (570.1 mm) or 1931–1995 (560.2 mm). The highest rainfall exceeding 750 mm was observed in 2010, while in 2011 and 2012 the precipitation did not exceed 500 mm. The largest differences in monthly precipitation totals between the considered stations were found in late spring and summer. For the rest of the year, monthly rainfall in urban and suburban was almost of the same magnitude. In the period 2011–2012 on average there was 10

days with precipitation ≥ 10 mm, but in 2010 and 2013 the number of such days was almost double (from 16 days at Łódź-Lublinek to 24 at Ciosny). In dry years (2011–2012) the precipitation ≥ 20 mm occurred on 1-3 days, while in wet years (2010 and 2013) on 4-6 days. The highest daily rainfall occurred from May to August. For instance, in May of 2010 and June of 2013, at Ciosny, the maximal daily precipitation totals were 61.5 and 50 mm respectively. At the same time the precipitation at the suburban and urban stations did not exceed 40 mm.

Most of the high precipitation events (70%) in Łódź and its surroundings were connected to the cyclonic circulation. Large discrepancies in the prevailing wind direction associated with high precipitation events were found between analyzed stations. At the suburban site, most of the precipitation totals ≥ 10 mm were observed

during the inflow from N, W and SW. At the urban and suburban sites most of such days were found for the inflow from E and NE respectively. For the anticyclonic circulation, the largest number of high precipitation events was found for the SW direction at all considered stations. The 3-day backward trajectories obtained from the HYSPLIT model indicated that high precipitation in Łódź and its surrounding is associated with air masses that travel across Western and South-western Europe.

The analyses performed for a relatively short period (only 4-years) did not enable to determine significant influence of the urban area of Łódź on the precipitation. For instance, the fact that higher precipitation totals are observed at rural site than in the city may be associated with the topographical effects rather than the influence of e.g. urban heat island.

MIĘDZYDOBOWA ZMIENNOŚĆ PAROWANIA TERENOWEGO W OBSZARACH ZURBANIZOWANYCH I RÓŻNYCH TYPAH ROŚLINNOŚCI PARANATURALNEJ

Interdiurnal variability of evapotranspiration in urban areas and different types of vegetation backgrounds

MARIUSZ SIEDLECKI*, WŁODZIMIERZ PAWLAK*,
KRZYSZTOF FORTUNIAK*, MARIUSZ ZIELIŃSKI**

Zarys treści. W pracy zaprezentowano porównanie parowania terenowego w obszarach miejskich z wynikami pomiarów w terenach rolniczych i bagiennych. W tym celu wykorzystano pomiary kowariancyjne wykonane na trzech stacjach: w Łodzi (stacja miejska), w miejscowości Annosław (obszar rolniczy) i na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego (tereny bagiennie). Analiza obejmowała pomiary z lat 2013–2014. Przeprowadzone badania potwierdziły, że parowanie terenowe w obszarach zurbanizowanych jest niższe w stosunku do pomiarów na terenach rolniczych i bagiennych. Na przykład średnie sumy godzinne (w godzinach południowych) w miesiącach wiosennych i letnich zawierały się w przedziale 0,15–0,20 mm/h. Na stacjach zamiejskich wartości te były wyższe i osiągały poziom 0,25–0,30 mm/h. Jednakże analiza przebiegów dobowych w wybranych okresach pokazała, że o ile w okresie wiosennym w warunkach zamiejskich strumień pary wodnej znacznie przewyższa wartości odnotowane w mieście, to w drugiej połowie lata (po zniwach) i jesienią uzyskane wyniki osiągają zbliżone wartości.

Słowa kluczowe: ewapotranspiracja, metoda kowariancji wirów, klimat miasta

Abstract. The main objective of this work is a comparison of urban evapotranspiration with the measurement of evapotranspiration on agricultural fields and wetland area. The results are taken from three eddy covariance measurement station located: in Łódź (urban station), in the Annosław village (agriculture area) and in Biebrza National Park (wetland area). The analyses cover a two-year measurement period (2013–2014). The investigation has confirmed that the urban evapotranspiration is lower than the one observed on agricultural and wetland areas. For example, from April to August, the urban evapotranspiration is characterized by a distinct diurnal pattern with the highest average values (around noon) at a level of ca. 0.15 to 0.20 mm/h. At the wetland and agricultural stations these values were higher and reached the level of 0.25–0.30 mm/h. However, the analysis of the daily course of evapotranspiration during the selected periods shows that during the second part of summer (after harvesting) and autumn, urban evapotranspiration is close to the level found in agricultural field evapotranspiration.

Key words: evapotranspiration, eddy covariance methods, urban climate

Wprowadzenie

Jedną z cech klimatu miasta, oprócz szeroko opisanej miejskiej wyspy ciepła, jest odmienne (mniejsze) w porównaniu z obszarami pozamiejskimi tempo parowania terenowego. Znaczny odsetek powierzchni sztucznych, cechujących się zerową wilgotnością i niewielką powierzchnią terenów zielonych, powodują zmniejszenie strumienia pary wodnej nad powierzchnią zurbanizowaną. Dodatkowo wysokie wartości strumienia

wartości strumienia ciepła utajonego) skutkują mniejszą częstością występowania zjawiska rosy ciepła jawnego przez całą dobę (przewyższające w mieście (Taha 1997; Fortuniak i in. 2006; Fortuniak 2010; Grimmond i in. 2010). W badaniach nad parowaniem z terenów zurbanizowanych można wyróżnić dwa główne nurty. W pierwszym, badania oparte głównie o metodę kowariancji wirów, skupiają się na ocenie zmienności w różnych skalach przestrzennych strumienia ciepła utajonego Q_e na tle pozostałych składników bilansu ciepł-

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: mariusz.siedlecki@geo.uni.lodz.pl

** Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

nego (Grimmond, Oke 1991; Weber, Kuttler 2005; Fortuniak i in. 2008, 2012; Loridan, Grimmond 2012; Ward i in. 2013; Järvi i in. 2014; Kotthaus, Grimmond 2014a; Kotthaus, Grimmond 2014b). Wyniki tych badań potwierdzają niższe wartości Q_e w stosunku do wartości ciepła jawnego, a średnie wartości stosunku Bowena β zawierają się w przedziale 2–6 (np. Taha 1997; Grimmond, Oke 1991, 1998; Fortuniak i in. 2006; Kotthaus, Grimmond 2014a).

Drugi nurt badań z zakresu oceny ewapotranspiracji w terenach zurbanizowanych podejmuje się oceny tego parametru w przypadku parków miejskich czy też tzw. zielonych dachów (Marasco i in. 2014, 2015) lub różnych typów powierzchni, jak chodniki, ulice, parkingi (np. Andersen i in. 1999; Göbel i in. 2008; Brown, Borst 2015). Wyniki badań mają istotne znaczenie z punktu widzenia oceny bilansu wodnego tzw. zlewni miejskiej, określenia zapotrzebowania na wodę miejskich terenów zielonych czy funkcjonowania sieci kanalizacyjnej (szczególnie w przypadku opadów nawałnych).

Podstawowym celem opracowania jest porównanie wielkości parowania terenowego z powierzchni miejskiej z wynikami pomiarów prowadzonych na terenach rolniczych i obszarach bagiennych. Analizie poddano przebiegi dobowe parowania terenowego na tle określonych warunków pogodowych. Zaprezentowano kilkudniowe okresy z wiosny, lata i jesieni, pozwalające na ukazanie różnic w parowaniu terenowym w różnych warunkach pogodowych, a także różnych fazach rozwoju upraw rolniczych i roślinności bagiennych. Dzięki równoległym pomiarom na stacji miejskiej i dwóch stacjach zamiejskich, z wykorzystaniem tej samej procedury pomiarowej, zaistniała możliwość ukazania (oprócz podstawowych statystyk) dynamiki parowania terenowego w różnych typach środowiska. W większości cytowanych powyżej badań z zakresu charakterystyki strumienia ciepła utajonego w terenach zurbanizowanych prezentowane są wyniki z pomiarów głównie miejskich, bez porównań do pomiarów ze stacji pozamiejskich. Natomiast najlepszym podejściem w charakterystyce klimatu terenów zurbanizowanych są badania porównawcze równoległych pomiarów na stacjach miejskich i zamiejskich.

Metoda

W opracowaniu wykorzystano wyniki pomiarów turbulencyjnego strumienia pary wodnej przeprowadzonych na trzech stanowiskach pomiaro-

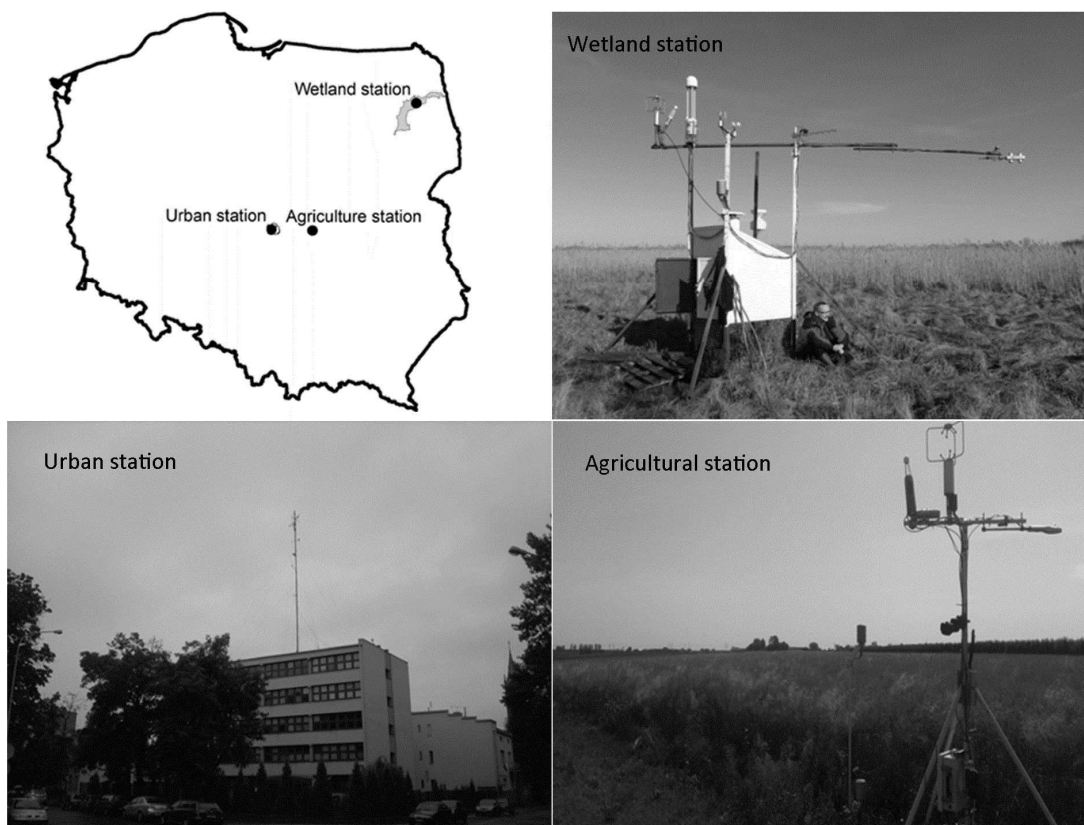
wych (rys. 1). Pierwsza stacja, reprezentująca warunki miejskie, zlokalizowana jest w zachodniej części ścisłego centrum Łodzi przy ulicy Lipowej (51°45'45"N; 19°26'43"E). Przyrządy pomiarowe zamontowano na maszcie na wysokości około 37 m nad gruntem, tj. około 25 m nad średnią wysokością budynków. Takie umieszczenie przyrządów pozwala przypuszczać, że znajdują się one w warstwie powierzchniowej ponad górną granicą warstwy tarcia. W najbliższym otoczeniu dominuje zwarta zabudowa miejska z przewagą trzy- i czterokondygnacyjnych budynków, a odsetek powierzchni zielonych nie przekracza 40%.

Druga stacja pomiarowa reprezentuje warunki obszarów rolniczych charakterystyczne dla centralnej Polski. Pomiary przeprowadzono w miejscowości Annosław (woj. łódzkie), położonej w centralnej Polsce, około 65 km na wschód od Łodzi (51°45'1.04"N; 20°25'3.22"E; 165 m n.p.m.). Przyrządy pomiarowe zostały zamontowane na maszcie na wysokości 3,1 m nad gruntem. W analizowanym okresie w najbliższym otoczeniu stacji pomiarowej dominowały uprawy pszenicy, mieszanki zbożowej, ziemniaków, truskawek i malin.

Trzecia stacja pomiarowa zlokalizowana jest w środowisku bagiennym, na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego (BPN), w sąsiedztwie miejscowości Kopytkowo (53°35'20"N; 22°53'31"E). Tereny te stanowią największy kompleks bagien i torfowisk zwanych „Czerwone Bagno”. W bezpośrednim otoczeniu punktu pomiarowego (~ 500 m) występują formacje szuwarowe z dominującym szuwarem mannowym (*Glycerium maximea*) i szuwarem trzcinowym (*Phragmitetum communis*), a także formacje mszycoturzykowe reprezentowane przez zespół *Carici canescen-Agrostietum caninae*. Są to zbiorowiska szeroko występujące w dolinie biebrzańskiej (Matuszkiewicz 2004).

Na wszystkich trzech stacjach zestaw przyrządów pomiarowych wykorzystywany w metodzie kowariancyjnej obejmował: anemometr soniczny (RMYoung 81000, USA), umożliwiający pomiar trzech składowych prędkości wiatru i analizator gazowy (LI7500, LI-COR, Inc., Lincoln, USA), pozwalający na określenie fluktuacji zawartości pary wodnej. Dane rejestrowane były z częstotliwością 10 Hz. Składniki bilansu radiacyjnego zmierzono z wykorzystaniem bilansomierza CNR1 (Kipp&Zonen, Holandia).

Wyniki pomiarów z zastosowaniem wyżej opisanych przyrządów posłużyły do wyznaczenia strumienia pary wodnej z zastosowaniem metody kowariancyjnej. W obliczeniach przyjęto



Rys. 1. Lokalizacja stacji pomiarowych

The location of measurement stations

tradycyjne uśrednianie Reynoldsa w przedziałach godzinnych, ponadto zastosowano standardowe kroki weryfikacji danych, takie jak: eliminacja sztucznych impulsów elektrycznych, obroty układów współrzędnych, korekcje ze względu na temperaturę i wilgotność powietrza, poprawkę WPL (Webb i in. 1980) oraz poprawki na straty spektralne (Fortuniak 2010). Kolejnym krokiem zastosowanym w procesie przygotowania danych była weryfikacja postulatu o stacjonarności szeregu (Foken 2008; Fortuniak 2010). Zagadnienie to zostało rozwiązane z wykorzystaniem trzech testów: Fokena (Foken 2008), Mahrta (Mahrt 1998) i Dutaura, z modyfikacjami Affre (Dutaur i in. 1999; Affre i in. 2000). Ponadto dokonano weryfikacji danych pod kątem opadów atmosferycznych i warunków wystąpienia oszronienia przyrządów i pominięto je w dalszej analizie.

Do charakterystyki porównawczej terenów zurbanizowanych i obszarów rolniczych wykorzystano wyniki ciągłych pomiarów z okresu od 1 stycznia 2013 roku do 31 grudnia 2014 roku (w przypadku stacji Lipowa i Annosław). Natomiast prezentowane wyniki ewapotranspiracji obszarów bagiennych oparte były na pomiarach

z okresu od 1 czerwca 2013 roku do 31 grudnia 2014 roku. Zastosowane procedury weryfikacji danych, jak i problemy z zasilaniem elektrycznym powodowały, że otrzymane serie pomiarowe cechowały się lukami pomiarowymi, co miało wpływ na wyznaczenie sum dobowych czy miesięcznych ewapotranspiracji. Dlatego w przypadku charakterystyki dobowej parowania terenowego zastosowano procedurę uzupełniania danych pomiarowych o tzw. metodę średniego dobowego przebiegu. Natomiast analiza zmienności międzydobowej parowania terenowego w wybranych przypadkach opierała się na danych surowych, bez zastosowanej procedury wypełniania luk pomiarowych.

Wyniki

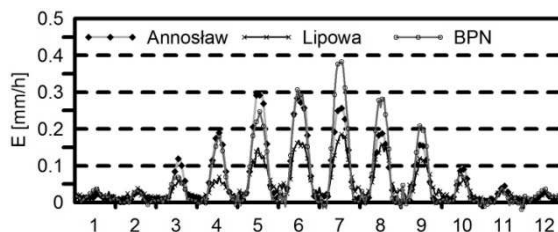
Porównanie parowania terenowego z trzech analizowanych stacji potwierdziło niższe wartości parowania terenowego w obszarach zurbanizowanych. Największe różnice zaznaczyły się w cieplej porze roku. Analiza średnich dobowych przebiegów wskazała znacznie niższe wartości, szczególnie w godzinach południowych

(rys. 2). W mieście, w godzinach południowych, średnie wartości wahały się od około 0,15 mm/h (w maju) do około 0,20 mm/h (w lipcu). W tym samym okresie w obszarze zamiejskim, na terenach rolniczych, osiągnęły one poziom 0,30 mm/h w maju i czerwcu i około 0,25 mm/h w lipcu. Jeszcze wyższe wartości otrzymywano w przypadku oceny parowania terenowego w obszarach bagiennych. O ile w maju i czerwcu w godzinach południowych były one zbliżone do tych z pola uprawnego, to w lipcu i sierpniu wyniosły odpowiednio około 0,40 mm/h i 0,30 mm/h (rys. 2).

W sezonie zimowym, zarówno w mieście, jak i na stacjach zamiejskich, praktycznie nie wykryto wyraźnego rytmu dobowego, a otrzymane wartości były bardzo niskie (rys. 2).

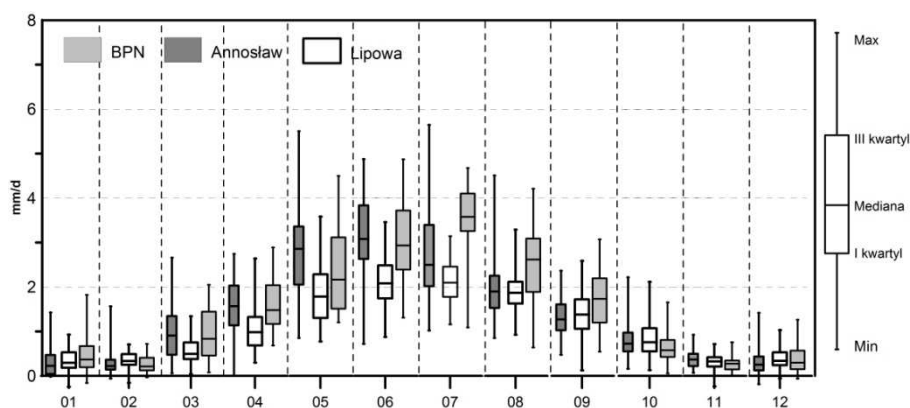
Obniżony turbulencyjny strumień pary wodnej w terenach miejskich skutkowało niskimi wartościami sum dobowych parowania terenowego – szczególnie w ciepłej połowie roku (rys. 3). Należy zauważyć, że parowanie terenowe w mieście

(w porównaniu do wyników na stacjach zamiejskich) cechuje się dość dużą stabilnością tego procesu. Po pierwsze mediana wartości dobowych (w okresie od maja do sierpnia) zmienia się w przedziale 1,8–2,2 mm/d. Po drugie – odstęp międzykwartylowy sum dobowych jest niewielki i waha się od 0,50 mm/d w sierpniu do 0,90 mm/d w maju.



Rys. 2. Średni przebieg dobowy parowania terenowego na analizowanych stacjach

Mean daily course of evapotranspiration at analysed stations



Rys. 3. Podstawowe statystyki sum dobowych parowania terenowego

The basic statistics of daily sums of evapotranspiration

Na obu stacjach pozamiejskich otrzymywane wartości dobowe parowania przewyższyły te ze stacji miejskiej. Z uwagi na fakt, że ewapotranspiracja w znacznej mierze zależy od stanu wegetacji, na obu stacjach zamiejskich charakterystyczne są pewne różnice w dynamice tego procesu. W okresie wiosennym (szczególnie w maju i czerwcu) najwyższym parowaniem terenowym cechowały się tereny rolnicze, kiedy to wartość mediany sum dobowych wyniosła 3 mm/d. W okresie letnim (szczególnie w okresie dojrzewania i zbioru zbóż) parowanie terenowe nad polem uprawnym ulegało obniżeniu. Wartość mediany sum dobowych wyniosła 2,5 i 1,8 mm/d odpowiednio w lipcu i sierpniu, co więcej – w drugiej połowie lata otrzymane

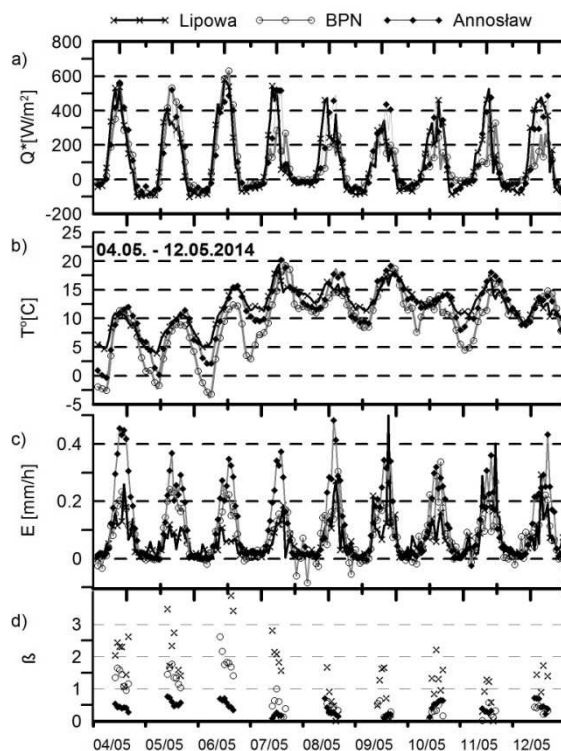
wartości dobowe zrównały się z tymi z obszaru zurbanizowanego (rys. 3).

W obszarach bagiennych, w sezonie wiosennym, ewapotranspiracja była niższa w porównaniu z polem uprawnym, z wartością mediany na poziomie 2,2 mm/d (w maju) i 2,8 mm/d w czerwcu. Natomiast w okresie letnim, w warunkach wysokiej temperatury powietrza i przy w pełni rozwiniętej szacie roślinnej, wartości mediany wyniosły odpowiednio 3,5 mm/d w lipcu i 3 mm/d w sierpniu, czym znacznie przewyższyły wartości z miasta i pola uprawnego (rys. 3).

Otrzymane wartości sum dobowych parowania terenowego na stacjach zamiejskich cechują się również większą zmiennością w stosunku do terenów zurbanizowanych. Potwierdza to różnica

między trzecim a pierwszym kwartyłem wartości dobowych, która wielokrotnie wynosi powyżej 1 mm/24 h.

W kolejnym kroku badawczym zaprezentowano zmienność przebiegu dobowego parowania terenowego poszczególnych stacji w różnych porach roku i w odmiennych fazach rozwoju roślinności. Pierwszy wybrany okres (4–12 maja) przedstawia zmienność dobową parowania w warunkach wiosennych, przy jednoczesnej zmianie warunków meteorologicznych związanych z adwekcją mas powietrza polarnomorskiego i wystąpieniem opadów (rys. 4). Dni 4–6 maja to warunki pogody wyżowej słonecznej, z małym zachmurzeniem (rys. 4a). Nad Polską występowały masy powietrza arktycznego, charakteryzujące się niską temperaturą powietrza. W godzinach południowych temperatura osiągała 10–12°C, natomiast w nocy na terenie BPN odnotowano temperaturę ujemną (rys. 4b). W takich warunkach najwyższym parowaniem cechowały się tereny rolnicze, gdzie w godzinach południowych notowano wartości z przedziału 0,3–0,4 mm/h. W tym czasie w warunkach miejskich parowanie terenowe było znacznie niższe i wynosiło około 0,1 mm/h. W kolejnych dniach nastąpiła istotna zmiana warunków pogodowych. Wraz z napłynięciem powietrza polarno-morskiego wzrosła temperatura powietrza, przy jednoczesnym nasileniu zachmurzenia i niższych wartościach bilansu radiacyjnego. Jest to również okres z wystąpieniem opadów atmosferycznych. Zmiana warunków pogodowych wpłynęła na zmiany intensywności parowania, odmienne w zależności od charakteru środowiska. I tak np. w warunkach pola uprawnego zaobserwowano niewielką zmianę wielkości parowania terenowego. Podobnie jak w pierwszych dniach opisywanego okresu, sumy godzinne parowania terenowego w południe oscylowały wokół wartości 0,3 mm/h. Natomiast silniejszy wzrost charakterystyczny był dla obszarów zurbanizowanych i terenów podmokłych. Wyższa temperatura powietrza (przy dość zbliżonych wartościach bilansu radiacyjnego na poszczególnych stacjach) prowadziła do wzrostu parowania w terenach bagiennych, a w godzinach południowych uzyskiwane wartości zbliżyły się do tych pomierzonych nad polem uprawnym. W mieście występujące opady atmosferyczne skutkowały dość dużą zmiennością parowania terenowego z dnia na dzień. W czasie opadów (np. 9 i 11 maja) wartości godzinne parowania terenowego przekroczyły 0,2 mm/h, natomiast już w kolejnym dniu (bez opadów) – były zbliżone do zanotowanych przed adwekcją mas powietrza polarnego. Dodatkowo



Rys. 4. Przebieg dobowy parowania terenowego (E) w okresie od 04.05.2014 do 12.05.2014 roku na tle wybranych parametrów meteorologicznych

Q* – bilans radiacyjny, T – temperatura powietrza, β – stosunek Bowena

The course of evapotranspiration (E) during the period from 04.05.2014 to 12.05.2014 with the selected meteorological characteristics

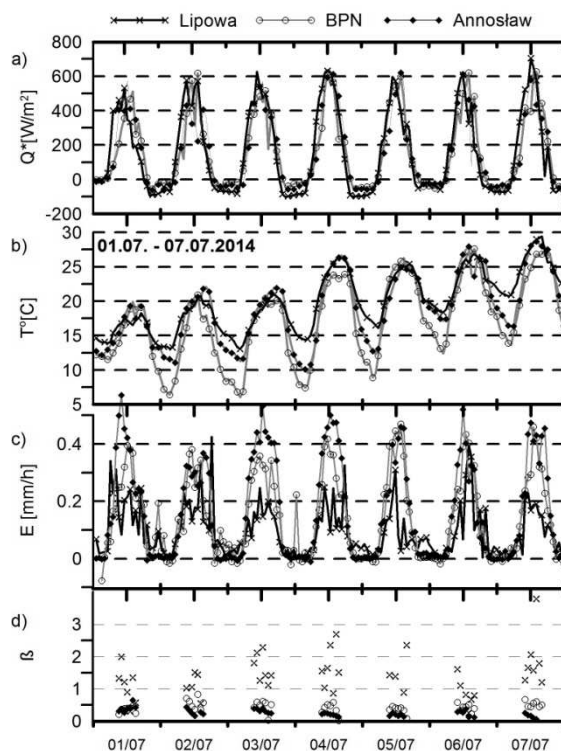
Q* – net radiation, T – air temperature, β –Bowen ratio

w warunkach miejskich i na obszarach bagiennych wystąpienie opadów powodowało wzrost ewapotranspiracji, przy jednoczesnym zmniejszeniu wartości strumienia ciepła jawnego. W mieście wartości stosunku Bowena na początku analizowanego okresu wzrastały od poziomu 2 do 4, natomiast w dniach z opadem atmosferycznym od poziomu 1 do 2 (rys. 4d). Natomiast w obszarach bagiennych w okresie opadów atmosferycznych strumień ciepła utajonego przewyższał wartości ciepła jawnego. W warunkach klimatu pola uprawnego, wiosną, wystąpienie opadów atmosferycznych nie wpływało zauważalnie na stosunek ciepła jawnego i utajonego. Zarówno na początku analizowanego okresu, jak i po adwekcji powietrza polarnomorskiego, wartości stosunku Bowena wahały się w przedziale 0–1 (rys. 4d).

Kolejny okres, od 1 do 7 lipca 2014 roku, przedstawia międziodobową zmienność parowania terenowego w okresie letnim. W wybranym okresie panował układ wyżowy, przynoszący pogodę bezchmurną w ciągu całego dnia, co skutkowało

wysokimi wartościami bilansu radiacyjnego (rys. 5a), a także systematycznym wzrostem temperatury powietrza (20–30°C w godzinach południowych). To również okres najwyższego wzrostu roślinności na stacjach zamiejskich. W takich warunkach najwyższym parowaniem terenowym charakteryzował się obszar rolniczy. W godzinach południowych osiągane wartości przekraczały 0,4 mm/h (rys. 5c), a strumień ciepła utajonego ponad dwukrotnie przewyższał wartości strumienia ciepła jawnego (rys. 5d). Na stacji miejskiej i w terenie bagiennym wartości parowania terenowego były niższe (rys. 5c), przy czym w przypadku parowania terenowego z roślinności bagiennej strumień ciepła utajonego (podobnie jak na polu uprawnym) znacznie przewyższał strumień ciepła jawnego. W godzinach południowych wartości stosunku Bowena również były niższe od 1 (rys. 5d). Natomiast w warunkach miejskich wartości β przekraczały wartość 1, co potwierdza tezę o osłabieniu ewapotranspiracji poprzez niski odsetek powierzchni zielonych i przekształceniu, w głównej mierze, energii słonecznej w strumień ciepła jawnego i ogrzewaniu atmosfery nad miastem. Dodatkowo zaznaczyła się różnica w charakterze przebiegu dobowego pomiędzy stacją miejską i stacjami zamiejskimi. O ile przebieg dobowy sum godzinnych parowania terenowego na stacji w Annosławiu i w BPN miał wyraźny sinusoidalny charakter, ściśle związany z przebiegiem natężenia promieniowania słonecznego i bilansu radiacyjnego w dni słoneczne, to w warunkach miejskich, w godzinach południowych, sumy godzinne cechowały się większą zmiennością.

Zupełnie odmienna relacja przebiegu dobowego parowania terenowego pomiędzy stacją miejską i stacjami zamiejskimi zaznaczyła się w drugiej połowie lata. W przedstawionym okresie od 26 do 30 lipca 2014 roku wartości otrzymane z pomiarów na stacji miejskiej i na terenie rolniczym zrównały się. Na obu stacjach, w podobnych warunkach pogodowych w ciągu dnia (rys. 6a, b), uzyskiwane wartości oscylowały na poziomie około 0,2 mm/h (rys. 6c). Zmiany w fazie rozwoju wegetacyjnego roślin uprawnych (dojrzewanie zbóż), jak i prace polowe (żniwa, zabiegi późniwne) skutkowały tym, że strumień ciepła utajonego był znacznie niższy. Po żniwach wartości stosunku Bowena (podobnie jak w mieście) przekroczyły wartość 1. Natomiast maksymalny rozwój roślinności bagiennej i wysokie uwilgotnienie powodowały, że w drugiej połowie lata parowanie terenowe terenów bagiennych było najwyższe (w godzinach okołopołudniowych na poziomie 0,4 mm/h).



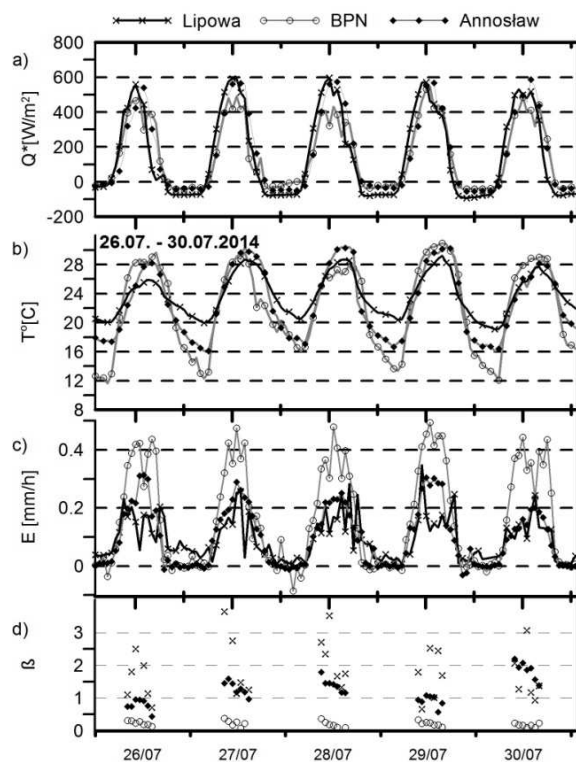
Rys. 5. Przebieg dobowy parowania terenowego (E) w okresie od 01.07.2014 do 07.07.2014 roku na tle wybranych parametrów meteorologicznych

Q^* – bilans radiacyjny, T – temperatura powietrza, β – stosunek Bowena

The course of evapotranspiration (E) during the period from 01.07.2014 to 07.07.2014 with the selected meteorological characteristics

Q^* – net radiation, T – air temperature, β –Bowen ratio

Ostatni wybrany okres reprezentuje zmienność dobową parowania terenowego w okresie jesiennym, dodatkowo na tle znacznych zmian warunków pogodowych. W ciągu pierwszych dwóch dni analizowanego okresu nad Polską dominował układ niskiego ciśnienia, przynoszący wysokie zachmurzenie i opady atmosferyczne. Bezpośrednio po opadach atmosferycznych (12 września) wystąpiło wysokie parowanie terenowe (powyżej 0,4 mm/h) i nawet w warunkach miejskich bezpośrednio po opadach wartości stosunku Bowena zawierały się w przedziale 0–1. W kolejnych dniach nastąpiła adwekcja chłodniejszych mas powietrza i, pomimo stosunkowo słonecznej pogody, temperatura powietrza systematycznie spadała, a na stacji w BPN pojawiły się pierwsze przymrozki. Na wszystkich analizowanych stacjach stopniowo notowano spadek parowania, a także wzrost wartości stosunku Bowena. Szczególnie w warunkach miejskich i nad polem uprawnym strumień ciepła utajonego dość gwałtownie malał i w godzinach południowych

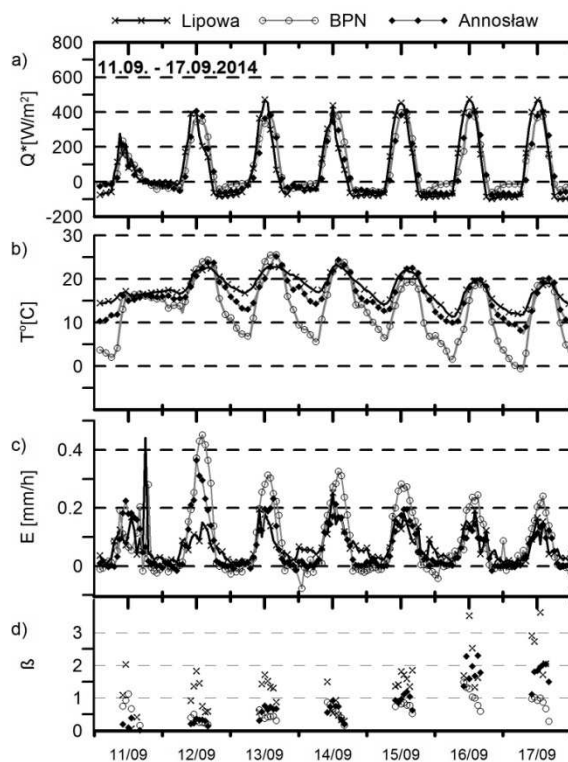


Rys. 6. Przebieg dobowy parowania terenowego (E) w okresie od 26.07.2014 do 30.07.2014 roku na tle wybranych parametrów meteorologicznych

Q* – bilans radiacyjny, T – temperatura powietrza, β – stosunek Bowena

The course of evapotranspiration (E) during the period from 26.07.2014 to 30.07.2014 with the selected meteorological characteristics

Q* – net radiation, T – air temperature, β – Bowen ratio



Rys. 7. Przebieg dobowy parowania terenowego (E) w okresie od 11.09.2014 do 17.09.2014 roku na tle wybranych parametrów meteorologicznych

Q* – bilans radiacyjny, T – temperatura powietrza, β – stosunek Bowena

The course of evapotranspiration (E) during the period from 11.09.2014 to 17.09.2014 with the selected meteorological characteristics

Q* – net radiation, T – air temperature, β – Bowen ratio

rejestrwane wartości nie przekraczały 0,2 mm/h (rys. 7c). W kolejnych dniach analizowanego okresu wartości stosunku Bowena przekraczają wartość 1 (rys. 7d). W takich warunkach pogodowych największym parowaniem terenowym charakteryzował się obszar bagienny. Notowane sumy godzinne w ciągu dnia wyniosły ponad 0,2 mm/h.

Wnioski

Charakterystyka porównawcza parowania terenowego na podstawie pomiarów w obszarze zurbanizowanym, nad polem uprawnym i na terenie bagiennym pozwala na sformułowanie następujących wniosków:

1. W cieplej porze roku średni przebieg dobowy parowania na terenach zurbanizowanych jest niższy od wartości notowanych na stacjach zamiejskich.

2. Mediana sum dobowych parowania terenowego w Łodzi dla miesięcy od maja do sierpnia zawiera się w przedziale 1,8–2,2 mm/d, podczas gdy w obszarach rolniczych zawiera się ona w przedziale 2,5–3,0 mm/d, a na terenie bagiennym: 2,2–2,8 mm/d. Wartości dobowe uzyskane w terenach zamiejskich cechują się większą zmiennością. Zarówno wyznaczony obszar zmienności sum dobowych parowania, jak i różnica pomiędzy pierwszym a trzecim kwartylem była wyższa od wartości wyznaczonych dla pomiarów miejskich.

3. W okresie wiosennym i w pierwszej połowie lata sumy godzinne parowania terenowego (w godzinach południowych) na terenach rolniczych mogą być nawet dwukrotnie wyższe od tych rejestrowanych w mieście. Jednakże w drugiej połowie lata (po żniwach) wartości uzyskiwane w mieście i nad polem uprawnym są dość zbliżone. Natomiast najwyższym parowaniem w tym okresie, jak i jesienią, cechuje się obszar bagienny.

Praca finansowana ze środków na naukę w latach 2011–2014 jako projekt badawczy nr N N306 717740 oraz 2011/01/B/ST10/07550.

Literatura

- Affre Christine, Alain Lopez, Arnaud Carrara, Aimé Druilhet, Jacques Fontan. 2000. „The analysis of energy and ozone flux data from the LANDES experiment”. *Atmospheric Environment* 34 (5): 803-821.
- Andersen Carmel T., Ian D. L. Foster, Chris J. Pratt. 1999. „The role of urban surfaces (permeable pavements) in regulating drainage and evaporation: development of a laboratory simulation experiment”. *Hydrological Processes* 13: 597-609.
- Brown Robert A., Michael Borst. 2015. „Quantifying evaporation in a permeable pavement system”. *Hydrological Processes* 29 (9): 2100-2111.
- Dutaur Laure, Stanislaw Cieslik, Arnaud Carrara, Alain Lopez. 1999. „The detection of nonstationarity in the determination of deposition fluxes”. *Transactions on Ecology and the Environment* 28: 171-176.
- Foken Thomas. 2008. *Micrometeorology*. Berlin: Springer.
- Fortuniak Krzysztof. 2010. *Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi*. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Fortuniak Krzysztof, Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig. 2006. „Urban-rural contrasts of meteorological parameters in Łódź”. *Theoretical and Applied Climatology* 84 (1): 91-101.
- Fortuniak Krzysztof, Christine Susan B. Grimmond, Brian Offerle, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki. 2008. Singularities of turbulent urban heat fluxes in Łódź. W: Kazimierz Kłysik, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak (red.) *Klimat i bioklimat miast*, 233-242. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Fortuniak Krzysztof, Włodzimierz Pawlak, Mariusz Siedlecki, Mariusz Zieliński. 2012. „Urban flux measurement in Łódź, central Poland”. *FluxLetter* 5 (1): 14-20.
- Göbel Patricia, Philippe Starke, Wilhelm G. Coldewey. 2008. Evaporation measurement on enhanced water-permeable paving in urban areas. W: *11th International Conference on Urban Drainage, Edinburgh, Scotland, UK*, 1-8.
- Grimmond Christine Susan B., Timothy R. Oke. 1991. „An evapotranspiration-interception model for urban areas”. *Water Resources Research* 27 (7): 1739-1755.
- Grimmond Christine Susan B., Timothy R. Oke. 1998. „Heat storage in urban areas: Local-scale observations and evaluation of a simple model”. *Journal of Applied Meteorology* 38: 922-940.
- Grimmond Christine Susan B., Matthias Roth, Timothy R. Oke, Yong C. Au, Martin Best, Richard Betts, Gregory Carmichael, Hellen Cleugh, Walter Dabberdt, Rohinton Emmanuel, Edmilson Freitas, Krzysztof Fortuniak, Steven Hanna, Petra Klein, Laurence S. Kalkstein, Chunho H. Liu, Alex Nickson, David Perlmutter, David Sailor, James Voogt. 2010. „Climate and more sustainable cities: climate information for improved planning and management of cities (producers/capabilities perspective)”. *Procedia Environmental Sciences* 1: 247-274.
- Järvi Leena, Christine Susan B. Grimmond, Maija Taka, Annika Nordbo, Heikki Setälä, Ian B. Strachan. 2014. „Development of the surface urban energy and water balance scheme (SUEWS) for cold climate cities”. *Geoscientific Model Development* 7: 1691-1711.
- Kotthaus Simone, Christine Susan B. Grimmond. 2014a. „Energy exchange in a dense urban environment – Part I: Temporal variability of long-term observations in central London”. *Urban Climate* 10 (2): 261-280.
- Kotthaus Simone, Christine Susan B. Grimmond. 2014b. „Energy exchange in a dense urban environment – Part II: Impact of spatial heterogeneity of the surface”. *Urban Climate* 10 (2): 281-307.
- Loridan Thomas, Christine Susan B. Grimmond. 2012. „Characterization of energy flux partitioning in urban environments: links with surface seasonal properties”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51: 219-241.
- Mahrt Larry. 1998. „Flux sampling errors for aircraft and towers”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15 (2): 416-429.
- Marasco Daniel E., Patricia J. Culligan, Wade R. McGillis. 2015. „Evaluation of common evapotranspiration model based on measurements from two extensive green roofs in New York City”. *Ecological Engineering* 84: 451-462.
- Marasco Daniel E., Betsy N. Hunter, Patricia J. Culligan, Stuart R. Gaffin, Wade R. McGillis. 2014. „Quantifying evapotranspiration from urban green roofs: a comparison of chamber measurements with commonly used predictive methods”. *Environmental Science and Technology* 48 (17): 10273-10281.
- Matuszkiewicz Aniela J. 2004. *Roślinność nieleśna*. W: Henryk Banaszuk (red.) *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska. Monografia przyrodnicza*, 423-437. Białystok: Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko.
- Taha Haider. 1997. „Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and antropogenic heat”. *Energy and Buildings* 25 (2): 99-103.

- Ward Helen C., Jonathan G. Evans, Christine Susan B. Grimmond. 2013. „Multi-season eddy covariance observation of energy, water and carbon fluxes over a suburban area in Swindon, UK”. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13 (9): 4645-4666.
- Webb Eric K., Graeme I. Pearman, Ray Leuning. 1980. „Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer”. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society* 106 (447): 85-100.
- Weber Stephan, Wilhelm Kuttler. 2005. „Surface energy balance characteristics of a heterogeneous urban ballast facet”. *Climate Research* 28: 257-266.

Summary

Evapotranspiration from urbanized areas has been assumed to be lower than the one from natural and agricultural areas. The main reason of this phenomenon is connected with the supposed contrast between the hydrologic properties of building materials and vegetation-covered surfaces. Lastly, the urban evapotranspiration has received increasing attention in the fields of urban climatology, urban hydrology and management of green urban areas (e.g. parks and green roofs). In this paper, we compare measurements of evapotranspiration in urban area with results from agricultural and wetlands areas.

Several methods have been developed to measure or estimate evapotranspiration. However, due to very varied land use of urban areas and very complicated vertical structure of buildings, the best way to assess the turbulent latent heat fluxes is the eddy covariance method. In this technique, the exchange of water fluxes between surface and the atmosphere is established from a fixed in situ measurement point like a tower.

The investigation is based on three eddy covariance stations representing different environment conditions (Fig. 1). Urban measurements were made on a mast at 37 m above ground level (the tower is 20 m tall and mounted on the roof of a 17 m building). The station is located in the western part of central district of Łódź (Lipowa street) in dense development, where buildings are 7–13 m high and cover 15–40% of the surrounding area. The wetland measurement station is located in the Biebrza National Park in the neighbourhood of the village Kopytkowo (53°35'20"N; 22°53'31"E), within the so-called Central Basin covering the area of the largest marshlands and peatlands which are named the

Red Marsh. In the immediate vicinity of the measurement site (~ 500 m), there occur rush communities with the dominating reed sweetgrass (*Glycerietum maximae*) and the common reed (*Phragmitetum communis*), as well as moss and sedge communities represented by the *Carici canescentis-Agrostietum caninae*. The agriculture measurement point is located in the village Annosław, 80 km to the south of Warsaw (51°45'1.04"N; 20°25'3.22"E; 165 m a.s.l.). This study was made at a typical Polish farmland characteristic of Central and Southern Poland. The typical Polish farmland is characterized by very narrow (10–20 m) and long (100–200 m) parcels. In this case, different plants like potato, raspberries, strawberries, mixture of grains, broad bean and fruit trees are cultivated in the surrounding fields.

All eddy covariance measurement systems were prepared with a 3D sonic anemometer (RMYoung 81000) and Li7500 infrared CO₂/H₂O gas analyzer. The fast-response data output was set to 10 Hz and next subsequently water vapor fluxes were calculated for 1-hour periods by simple block averaging. Moreover, the final fluxes are corrected to account for the influence of humidity on sonic temperature, and in the post-processing data quality assessment, three stationarity tests are used to check the stationarity postulate.

The comparison of the evapotranspiration from those three analyzed stations confirmed that the urban areas are characterized by the lowest values of water vapor fluxes, especially during the spring and early summer. Contrarily, in the urban areas, from March to July, the mean hourly totals of evapotranspiration at noon change from 0.15 mm/h to 0.20 mm/h, while these values obtained from wetland and agricultural measurement exceed 0.25 mm·h⁻¹ (Fig. 2). A similar tendency is observed in daily totals of evapotranspiration. For example, the median of daily totals observed from urban measurement varied from 1.8 mm/d in May to 2.2 mm/d in June and July. However, in agricultural area during these months, the median of daily totals ranged from 2.8 to 3.0 mm/d. The highest evapotranspiration from wetland environment is reached in July when the median of daily totals is 3.4 mm/h (Fig. 3).

The next part of this work presents the changes of the daily course of evapotranspiration during different weather conditions and vegetation development. The first period (04–12.05.2014) presents the changes of evapotran-

spiration during the spring season with steeply increasing temperature and short precipitation events. During this period, the highest values of the water vapour fluxes were observed in the agricultural area (compared to the other two analysed stations). Moreover the agricultural evapotranspiration does not increase after the appearance of precipitation, whereas such a change in weather conditions in an urban area caused a significant increase of urban evapotranspiration (Fig. 4).

Next, the second selected period represents a change in the rate of evapotranspiration during

the hot, sunny weather with the highest development of vegetation and after harvest. In the first part of July, the hourly totals of evapotranspiration at noon cross 0.4 mm/h in the agricultural area, whereas these values observed over the urban surface vary from 0.2 to 0.3 mm/h (Fig. 5). On the other hand, during the last part of July after harvest the evapotranspiration from agricultural fields decreases significantly and the hourly totals of evapotranspiration at noon are close to the ones from the urban surface.

WPLYW OPADÓW NA WAHANIA ZWIERCIADŁA WÓD GRUNTOWYCH W ZACHODNIEJ CZĘŚCI WZNIESIEŃ ŁÓDZKICH

The influence of precipitation on water table fluctuation in the western part of Łódź Hills

JOANNA JĘDRUSZKIEWICZ*, MARIUSZ ZIELIŃSKI**, PIOTR MONIEWSKI***

Zarys treści. Położenie zwierciadła wód gruntowych uzależnione jest nie tylko od czynników meteorologicznych, ale przede wszystkim od własności hydrogeologicznych podłoża i miąższości strefy aeracji. W opracowaniu dokonano analizy relacji między zasilaniem atmosferycznym a reakcją zwierciadła wody gruntowej. W tym celu zbadano serie tygodniowych pomiarów głębokości do swobodnego zwierciadła wody gruntowej w dwóch studniach położonych w strefie miejskiej (Łódź) i zamiejskiej (Ciosny) oraz serie dobowych sum opadów atmosferycznych (Łódź-Lublinek, Ciosny) w latach 1999–2013. Stwierdzono, że w półroczu chłodnym dominują wzniosy zwierciadła wody gruntowej, wywołane sumami opadów poniżej 10 mm-tydzień⁻¹. Latem natomiast przeważają spadki zwierciadła, a wzniosy są możliwe, gdy natężenie opadów przekracza 20 mm-tydzień⁻¹. Reakcja zwierciadła wody gruntowej w płytszej studni jest bardziej dynamiczna. W głębszej odnotowano niższą amplitudę wahań oraz wydłużenie czasu reakcji na zasilanie atmosferyczne. Wzniosy wywołane opadem o podobnej wysokości w płytszej studni są w przybliżeniu dwukrotnie wyższe niż w studni głębszej.

Słowa kluczowe: opady atmosferyczne, zwierciadło wód gruntowych, strefa aeracji, klimatyczny bilans wodny, Wzniesienia Łódzkie, Łódź

Abstract. The level of the groundwater table depends not only on the weather conditions, but primarily on the hydrogeological properties of the substrate and the thickness of the aeration zone. The paper analyzes the relationship between precipitation and the groundwater table level response. For this purpose, weekly datasets of groundwater table levels (Łódź and Ciosny sites) and daily precipitation totals (Łódź-Lublinek and Ciosny) were studied for the period 1999–2013. During the cold half of the year the increase of the groundwater table level was found for relatively small precipitation (< 10 mm per week). On the contrary, in the warm half of the year a much higher precipitation totals (> 20 mm per week) are required for that increase. For the shallower well (Łódź), the groundwater table level response to precipitation is more dynamic. In the deeper well (Ciosny) the lower fluctuations of amplitude and longer response to precipitation were noticed. For the same amount of precipitation, the increase in the groundwater table level for the shallower well is twice as high as for the deeper one.

Key words: precipitation, groundwater table, aeration zone, climatic water balance, Łódź Hills, Łódź

Wprowadzenie

Wody podziemne odgrywają ważną rolę w obiegu wody na kuli ziemskiej, a ich niedobory mogą mieć negatywny wpływ na stosunki wodne na danym obszarze. Te z kolei w istotny sposób wpływają na społeczeństwo, gospodarkę i ekosystemy (Kowalczyk i in. 2015). Położenie zwierciadła wód podziemnych zależy nie tylko od czynników morfologicznych i hydrogeologicznych, ale przede wszystkim od rodzaju opadu, jego wielkości i natężenia (Dynowska, Pietrygowa 1978;

Chelmiecki 1991; Chlost 2005). Tempo wsiąkania zależy od stanu uwilgotnienia strefy aeracji, wznoszącej się nad swobodnym zwierciadłem wody. Oprócz przepuszczalności utworów powierzchniowych znaczącą rolę odgrywają atmosferyczne uwarunkowania procesu infiltracji.

Długotrwałe okresy o niewielkich sumach opadów deszczu lub zupełny ich brak mogą doprowadzić do niskiego stanu wód gruntowych, natomiast roztopy albo opady o dużym natężeniu lub czasie trwania – do znacznego podniesienia zwierciadła wód gruntowych, a nawet podtopień. Wpływ opadów na reżim zwierciadła wód pod-

* Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: joajed@up.krakow.pl

** Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

*** Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Łodzi, ul. Lipowa 16, 90-743 Łódź

ziemnych na Wyżynie Lubelskiej badał Dobek (2007). Regionalnej oceny dynamiki zwierciadła w środkowej Polsce dokonali także Jokieli i Tomalski (2009), Graf (2010), Tomalski (2011) oraz Grajewski i in. (2014).

Na terenie miast reakcję zwierciadła wody na zasilanie komplikuje zróżnicowany stopień uszczelnienia powierzchni, jak również eksploatacja poziomów wodonośnych poprzez ujęcia oraz odwodnienie wykopów (Bartnik i in. 2000; Bartnik, Moniewski 2015). Zarówno w krótkoterminowych, jak i w rocznych wahaniami udaje się wyróżnić składową zależną od czynników naturalnych. Oprócz zasilania należy do nich także drenaż zwierciadła wody gruntowej w dolinach rzecznych, odbywający się za pośrednictwem źródeł i koryt rzecznych.

Celem pracy było zbadanie kierunku i tempa relacji zachodzących pomiędzy zasilaniem atmosferycznym a reakcją zwierciadła wody gruntowej. Zidentyfikowano także opady wpływające na wznios lub obniżanie się zwierciadła i zbadano tempo jego zmian oraz dokonano sezonowej analizy efektywnych sum opadów.

Obszar badań

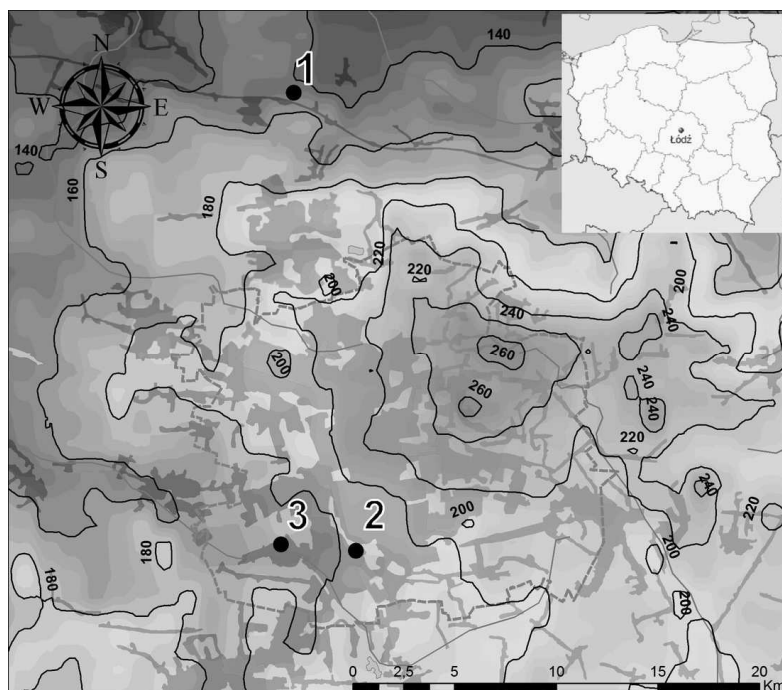
W opracowaniu wykorzystano serie tygodniowych pomiarów głębokości swobodnego zwierciadła wody gruntowej w dwóch studniach położonych w strefie miejskiej (Łódź) i zamiejskiej (Ciosny) oraz serie dobowych sum opadów atmosferycznych ze stacji Łódź-Lublinek i Ciosny dla lat 1999–2013. Analizowane studnie gospodarcze dzieli w linii prostej odległość blisko 23 km (rys. 1). W połowie tej odległości przebiega dział wodny I rzędu pomiędzy dorzecziami Odry i Wisły. Pierwsza ze studni leży we wsi Ciosny, na północ od Zgierza, na rzędnej 146,4 m n.p.m. (tab. 1). Przy studni znajduje się deszczomierz. Przez obszar ten przebiega strefa krawędziowa Wzniesień Łódzkich, charakteryzująca się dużym zróżnicowaniem przestrzennym opadów atmosferycznych (Dubaniewicz 1974; Kłysik 2001). Pod względem hydrograficznym obszar, na którym znajduje się studnia, należy do zlewni Bzury, a najbliższym ciekim jest odległa o 0,75 km Ciosenka. Swobodne zwierciadło wody nachylone jest w kierunku północnym ze spadkiem 7,1%. Studnię wykopano na stoku dużego kompleksu osadów fluwio-glacialnych, nazywanego sandrem grotnicko-luźmierskim. W jego profilu geologicznym

znajdują się średnio- oraz gruboziarniste piaski i żwiry, niekiedy na głębokości 1,5 m zalega warstwa głazików o większej średnicy. Utwory te charakteryzują się dobrą wodoprzepuszczalnością i tworzą rozległy poziom wodonośny o dużej bezwładności hydraulicznej. W otoczeniu studni przeważają grunty orne z niewielkim udziałem lasów, rozproszoną zabudową wiejską i niewielkim stopniem uszczelnienia powierzchni terenu (< 10%). Jedynym obiektem ograniczającym infiltrację jest autostrada A2, przebiegająca kilkaset metrów na południe od studni w Ciosnach (rys. 2).

Druga studnia położona jest w południowej części Łodzi, w zlewni Neru, na wysokości 184,7 m n.p.m., w obrębie Wysoczyzny Łaskiej. Studnię zlokalizowano na łagodnie nachylonym zboczu doliny Olechówki, której koryto oddalone jest o około 0,7 km. W profilu geologicznym tej studni przeważają piaski drobne, szare, średnio zagęszczone, miejscami piaski pylaste, na głębokości 1,2 m przeławiczone mułkami zastoisłowymi. Ich miąższość zmienia się od 0 do kilkudziesięciu centymetrów, tworząc warstwę nieciągłą, nienapinającą zwierciadła wody podziemnej. Jest ono nachylone w kierunku SSW, a jego spadek wynosi 5,1%. Studnia położona jest na peryferiach miasta, pośród zabudowy jednorodzinnej (rys. 2). Dzięki temu zwierciadło wody znajduje się poza strefą oddziaływania lokalnych lejów depresji, wytworzonych przez odwodnienie budynków i tuneli. Naruszeniem naturalnych warunków infiltracji jest około 0,5 m warstwa gruntów nasypowych, pokrywająca miejscami otoczenie studni oraz sięgający 50% odsetek powierzchni trudno przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych (dachy budynków, asfalt, beton). W pobliżu studni nie ma posterunku rejestrującego opady w całym analizowanym okresie. Dlatego wykorzystano dane ze stacji meteorologicznej Łódź-Lublinek, położonej 3,5 km na zachód na wysokości 187 m n.p.m., charakteryzującej się podobnymi warunkami środowiskowymi (tab. 2).

Metody badań

Do charakterystyki opadów atmosferycznych wykorzystano wartości progowe tygodniowej sumy opadów większej bądź równej 10 i 20 mm.

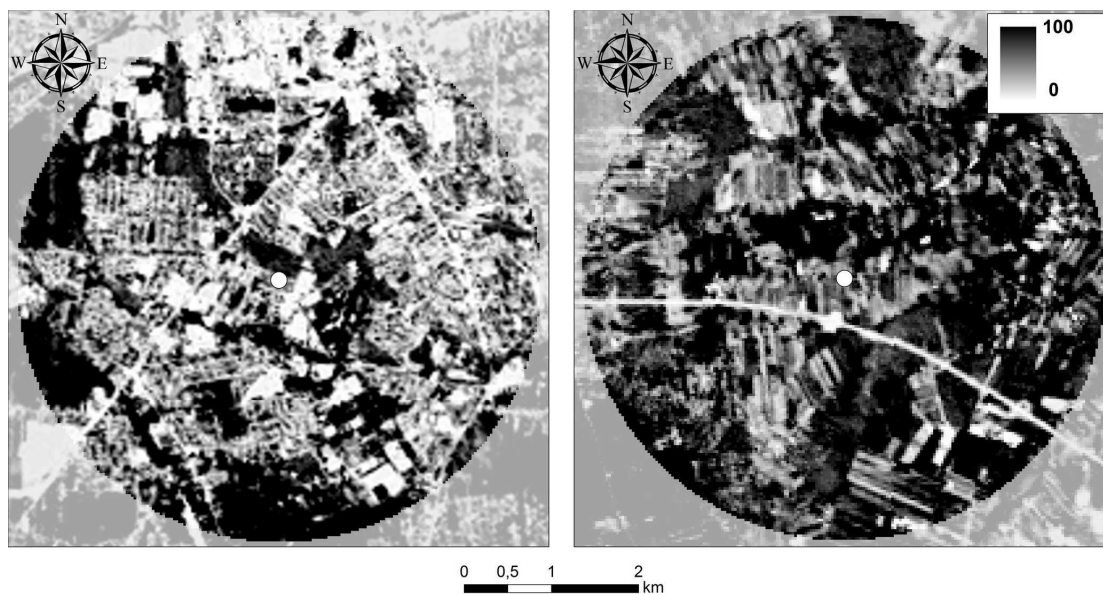


Rys. 1. Lokalizacja studni i posterunków opadowych na tle warunków hipsometrycznych

1 – Ciosny, 2 – Łódź, 3 – Łódź-Lublinek

The location of wells and precipitation sites on the ground of hypsometry

1 – Ciosny, 2 – Łódź, 3 – Łódź-Lublinek



Rys. 2. Stopień pokrycia terenu (%) przez powierzchnie sztuczne (jasny odcień) i naturalne (ciemny) w otoczeniu studni

Łódź (z lewej) i Ciosny (z prawej) oszacowany na podstawie obrazu z satelity LANDSAT 5TM
Artificial (light shade) and natural (dark shade) land cover rate in the wells' surroundings

Łódź (left) and Ciosny (right) based on LANDSAT 5TM image

Tabela 1

Położenie oraz charakterystyczne stany wód gruntowych w badanych studniach (1999–2013)

The well locations and typical groundwater levels (1999–2013)

Posterunek	Współrzędne geograficzne		Wysokość [m n.p.m.]		Odległość do rzeki	Spadek zwierciadła	Stan wody [cm p.p.t.]		
	φ	λ	posterunku	rzeki	L [km]	i [%]	max	śr.	min
Ciosny	51°43'13"	19°27'09"	146,4	137,8	0,75	7,1	260	329	356
Łódź	51°55'23"	19°24'36"	184,4	179,4	0,69	5,1	49	148	272

Tabela 2

Położenie deszczomierzy oraz średnie półroczne i roczne sumy opadów (1999–2013)

The location of precipitation sites and semi-annual and annual precipitation totals (1999–2013)

Posterunek	Współrzędne geograficzne		Wysokość bezwzględna	Suma opadów [mm]		
	φ	λ	[m n.p.m.]	XI–IV	V–X	XI–X
Ciosny	51°43'13"	19°27'09"	146,4	237,6	368,7	606,3
Łódź-Lublinek	51°43'38"	19°24'09"	187,0	233,2	361,7	594,9

W opracowaniu dokonano standaryzacji opadów atmosferycznych (P) i głębokości zwierciadła wód gruntowych (H), zgodnie z formułą:

$$Z = \frac{x - \mu}{\sigma}, \quad (1)$$

gdzie:

 Z – zmienna standaryzowana (Z_P, Z_H), x – obserwowana wartość zmiennej niestandardyzowanej (P, H), μ – średnia wieloletnia wartość zmiennej (P_{sr}, H_{sr}), σ – odchylenie standardowe (σ_P, σ_H).

W celu wyznaczenia okresu alimentacji wód gruntowych oszacowano klimatyczny bilans wodny obszaru badań, przyjmując jego wartości miesięczne jako różnice pomiędzy opadem a parowaniem:

$$KBW = P - E, \quad (2)$$

gdzie:

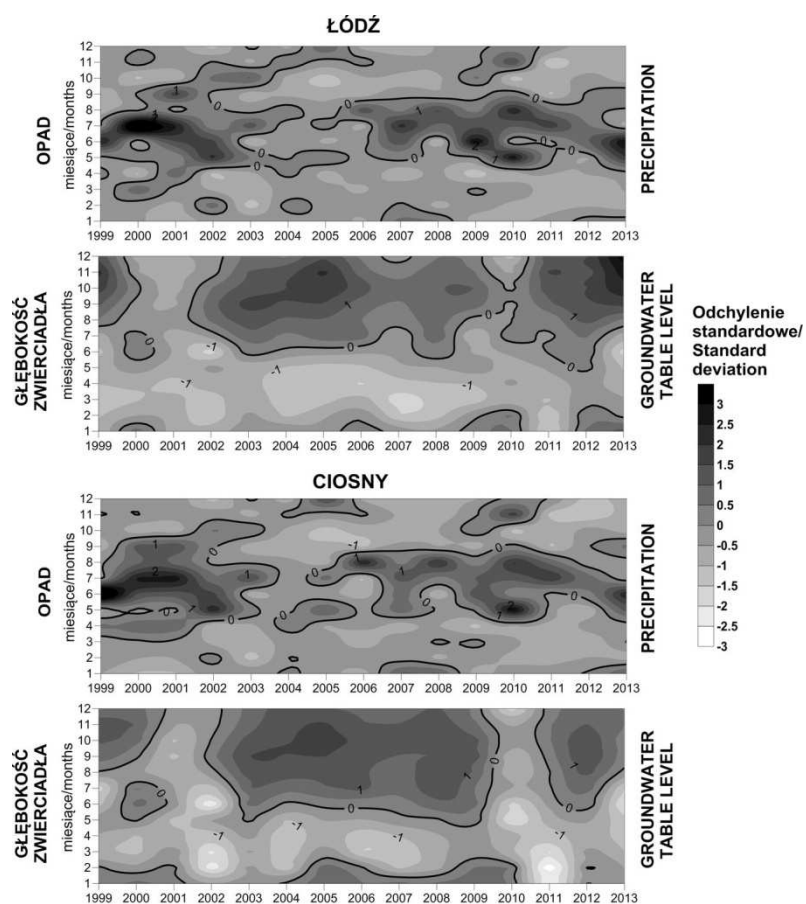
 P – klimatyczny bilans wodny [mm], P – średnia wieloletnia suma opadów [mm], E – średnia wieloletnia suma ewapotranspiracji obliczonej formułą Konstantinowa [mm].

Zastosowana w tym przypadku formuła Konstantinowa, której wybór został podyktowany dostępnością danych, daje rezultaty porównywalne z wynikami bardziej wymagających formuł (Jokiel 2007).

Wyniki

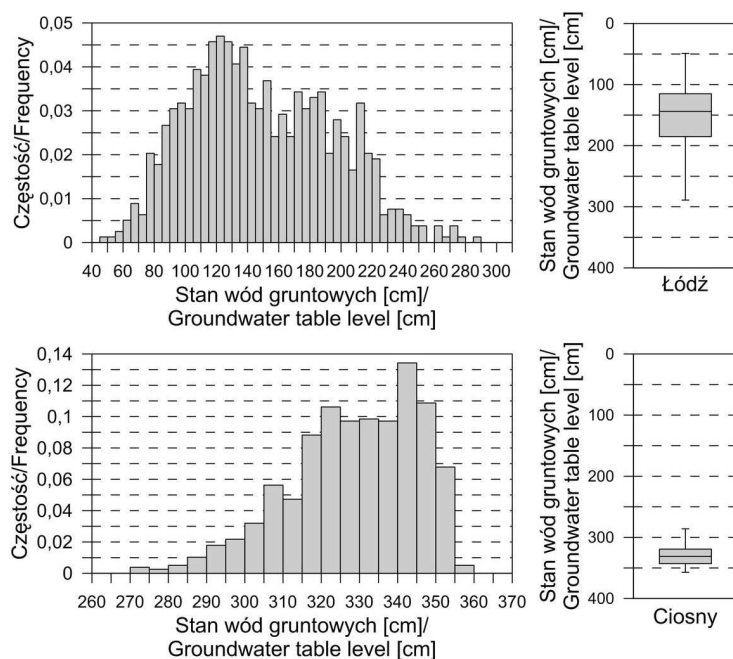
W badanym okresie można wyróżnić dwa okresy suche (lata: 2003–2006 i 2011–2012 z rocznymi sumami opadu niższymi nawet o ponad 150 mm) oraz dwa okresy wilgotne (lata: 2000–2002 i rok 2010 z opadem rocznym przekraczającym 100–200 mm w stosunku do średniej z wielolecia). Tylko w latach suchych (2004–2006) sumy opadu w miesiącach letnich nie przekraczały średniej (rys. 3). Natomiast wyłącznie w latach wilgotnych (2000, 2001, 2010) w sezonowym rozkładzie stanów wody nie zaznaczyło się letnie minimum, bowiem wówczas opady miesięczne były najwyższe. We wszystkich latach, w okresie od stycznia do czerwca, zwierciadło wody znajdowało się powyżej przeciętnej.

Średnia głębokość zwierciadła wody w położonej na sandrze studni Ciosny (329 cm) jest większa niż w studni w Łodzi, umiejscowionej w dolinie Olechówki (148 cm). Wraz z głębokością rośnie stabilność jego położenia – amplitudy wynosiły odpowiednio 223 cm (Łódź) i 96 cm (Ciosny). Oddziaływanie strefy aeracji zmniejszało także częstość występowania stanów wysokich w studni w obrębie osadów sandru (rys. 4). W studni położonej w Łodzi najczęściej (13,8% obserwacji) zwierciadło znajdowało się na głębokości 115–130 cm p.p.t., zaś w Ciosnach na 340–350 cm p.p.t. (24,3%).



Rys. 3. Czasowa zmienność standaryzowanych opadów i stanu zwierciadła wód gruntowych w studniach w Łodzi i Ciosnach

The temporal variability of standardized precipitation and groundwater table in Łódź and Ciosny



Rys. 4. Częstość występowania stanów wód gruntowych w badanych studniach (1999–2013)

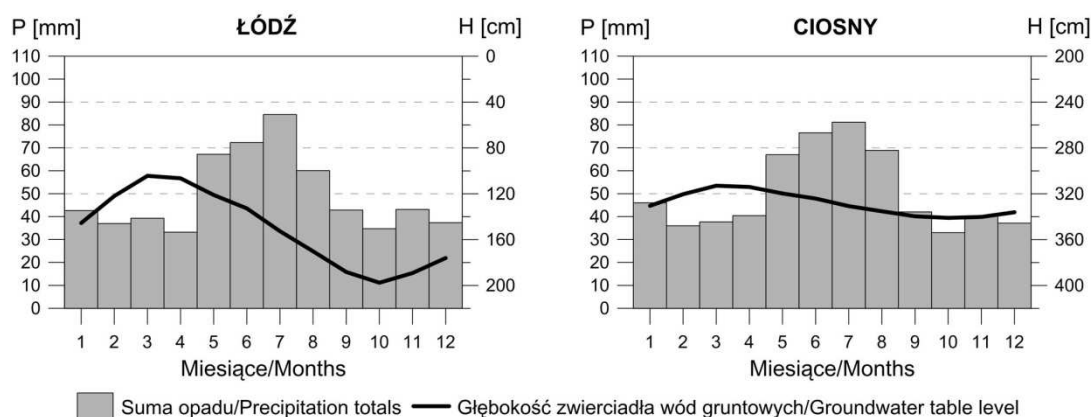
The groundwater table level frequency (1999–2013)

Posterunek w Ciosnach (614 mm) charakteryzował się wyższymi średnimi rocznymi opadami niż Łódź-Lublinek (581 mm). Najwyższe sumy miesięczne opadów notowano w ciepłym półroczu (do 70–80 mm), ale nie miały one bezpośredniego wpływu na położenie zwierciadła wód gruntowych, które w tym czasie uległo stopniowemu obniżeniu. Mimo różnic w głębokości jego wahań charakteryzuje bardzo podobny rytm roczny z maksimum występującym wiosną (marzec–kwiecień), a minimum jesienią (październik), jednak w Ciosnach sezonowa zmienność stanów wody była wyraźnie mniejsza (rys. 5).

Średni miesięczny stan zwierciadła wody grunтовой wykazuje nieznaczną, aczkolwiek istotną statystycznie, korelację z miesięcznymi sumami opadów na obu posterunkach pomiarowych (tab. 3). Siła tego związku rośnie w przypadku porównania ciągów z 1-miesięcznym przesunięciem. Wyższe współczynniki korelacji osiągnięto po usunięciu cyklu rocznego obu ciągów. Były one istotne nawet przy 5-miesięcznym przesunięciu w studni w Łodzi i 7-miesięcznym w Ciosnach.

Najwyższą korelację, o wartości powyżej 0,4, uzyskano dla 1-miesięcznego przesunięcia. Jest to wynikiem tempa wsiąkania wody przez strefę aeracji i bezwładności całego zbiornika wód gruntowych, chociaż rzeczywiste tempo infiltracji jest szybsze.

Powyższe wnioski skłaniają do analizy struktury opadów pod kątem efektywnej reakcji zwierciadła wody. Z treści rys. 6 wynika, że tygodniowe sumy opadów nie przekraczające 10 mm nie są w stanie zrekompensować powstających w tym samym czasie ubytków wody (drenaż, parowanie). Na obszarze miasta niedobór zasilania dodatkowo potęgowany jest przez większe uszczelnienie terenu. Dopiero suma opadu wyższa od 10 mm umożliwia zbilansowanie warstwy wodonośnej, a przekraczająca 20 mm – wznios zwierciadła. Wysokie letnie opady nawalne potrafią podnieść zwierciadło wody nawet o 70–80 cm. Większa dynamika reakcji zwierciadła wód gruntowych na zasilanie zimą i wiosną wynika głównie z niskiego parowania w tym okresie.



Rys. 5. Średnie miesięczne sumy opadów (P) i głębokość zwierciadła wód gruntowych (H)
The monthly precipitation totals (P) and groundwater table level (H)

Tabela 3

Współczynniki korelacji i korelacji krzyżowej miesięcznych sum opadów i głębokości do zwierciadła wód gruntowych (zaciemniono wartości istotne statystycznie dla poziomu $\alpha = 0,05$)

The correlation and cross-correlation coefficients of the monthly precipitation and groundwater table (shaded values are statistically significant at the $\alpha = 0.05$ level)

Stacja	k+0	k+1	k+2	k+3	k+4	k+5	k+6
Łódź	-0,19	-0,19	0,03	0,14	0,11	0,05	0,01
Łódź (bez cyklu)	-0,25	-0,43	-0,24	-0,16	-0,21	-0,19	-0,05
Ciosny	-0,15	-0,24	-0,04	0,02	0,02	-0,01	-0,09
Ciosny (bez cyklu)	-0,21	-0,46	-0,28	-0,24	-0,24	-0,21	-0,17

W Ciosnach duża miąższość utworów sandrowych zmniejsza skuteczność infiltracji opadów w okresie letnim, zatem wzniosy zwierciadła wody nie są tu tak częste i wysokie jak w studni w Łodzi (rys. 7). Częściej można je zaobserwować zimą i wiosną (małe parowanie), gdy woda wsiąkowa ma szansę dotrzeć w głąb profilu. Zimą, niezależnie od natężenia opadu w większości przypadków odnotowano wznios zwierciadła wody.

Reakcja zwierciadła silnie zależy od aktualnej sytuacji hydrologicznej. Znacznie częściej wzniosy zwierciadła następują, gdy znajduje się ono już powyżej przeciętnego stanu. Natomiast wznios niezależny od sytuacji hydrologicznej gwarantowany jest dopiero po przekroczeniu 50–60 mm sumy tygodniowego opadu (rys. 8).

Reakcję zwierciadła wody gruntowej można prześledzić na przykładzie dwóch serii wysokich sum opadów zarejestrowanych latem (rys. 9) i dwóch zimą (rys. 10). Latem 2000 roku opady wywołały wznios zwierciadła wody w studni w Łodzi o 73 cm w ciągu dwóch tygodni, podczas gdy w Ciosnach zaobserwowano wznios o 30 cm w ciągu 3 tygodni. Druga z przedstawianych serii opadów (2006 rok), mimo podobnej na obu postępkach wysokości, przyniosła wznios zwierciadła o 38 cm w studni w Łodzi i zaledwie o 11 cm w Ciosnach. W tym przypadku strefa aeracji była jednak znacznie przesuszona przez znaczny niedobór opadów w czerwcu (zaledwie 16,8 mm) i lipcu (6,5 mm). Warto zauważyć, że wzniosy zwierciadła są powodowane przez opady przekraczające $20 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, a kiedy sumy dobowe maleją – zwierciadło wody szybko opada.

Zimą 2007 roku w ciągu dwóch miesięcy odnotowano wznios zwierciadła w studni w Łodzi o 78 cm, zaś w Ciosnach o 33 cm. Kolejnej zimy, w analogicznym okresie, wznios zwierciadła wód gruntowych wynosił odpowiednio 69 i 25 cm. W obu analizowanych okresach sumy opadów osiągnęły około 120 mm, ale opad śniegu stanowił tylko ich część (w 2007 roku – 25%, a w 2008 roku zaledwie 4%). Bardziej szczegółowe dane wskazują, że dobowe sumy opadów wywołujące wznios zwierciadła, zimą na ogół nie przekraczają 10 mm (latem są wyższe), natomiast spadek zwierciadła w chłodnej połowie roku jest możliwy tylko przy wyraźnym ograniczeniu opadów.

Ze względu na krótszą drogę infiltracji w każdym z przypadków wznios zwierciadła wód gruntowych w studni w Łodzi był większy niż w Ciosnach. Wartość wzniosu nie przekraczała z reguły 2 cm na dobę, natomiast w Ciosnach było to średnio mniej niż $1 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$. Średnie spadki były prawie o połowę mniejsze i sięgały przeciętnie $1,2 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$

w studni w Łodzi oraz $0,5 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ w Ciosnach. Maksymalne tygodniowe wzniosy wyniosły odpowiednio 81 i 37 cm, a spadki 33 i 23 cm, co analogicznie odpowiada 5 i $12 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ oraz 3 i $5 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$.

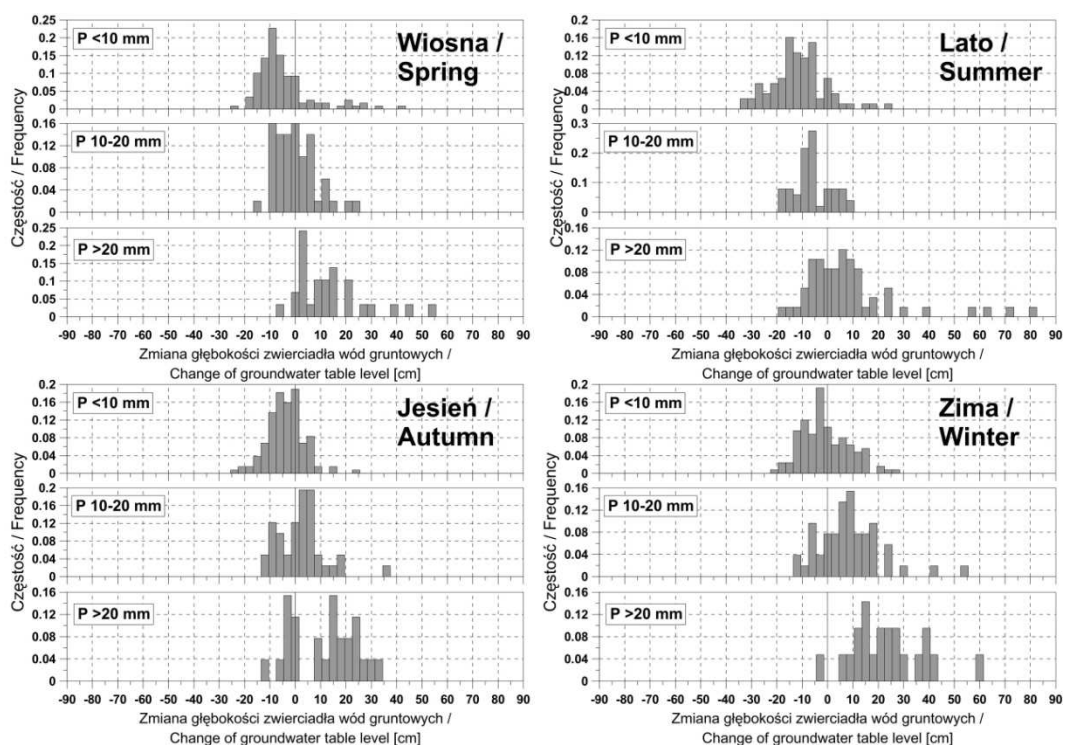
Wielkość zasilania atmosferycznego bezpośrednio wpływa na ilość wody zasilającej zwierciadło wód gruntowych. Jego reakcja jest uzależniona od aktualnego uwilgotnienia strefy aeracji, a jej stan wynika z potencjalnych warunków parowania. O ilości wody biorącej udział w lądowej fazie cyklu hydrologicznego decyduje różnica między opadem a parowaniem (klimatyczny bilans wodny). W chłodnym półroczu występuje zazwyczaj nadwyżka opadu nad parowaniem (ponad 10 mm sum miesięcznych) – największa od listopada do lutego, umożliwiająca alimentację wód podziemnych (rys. 11).

Z punktu widzenia alimentacji wód podziemnych jest to jednak nieduża ilość wody, odpowiadająca zmianie retencji gruntowej o kilka centymetrów. Susze atmosferyczne notowano w badanym okresie w latach: 2000, 2002, 2003, 2005, 2006 i 2011. Bliski zeru lub nawet ujemny klimatyczny bilans wodny (IV, VIII) zwiększa prawdopodobieństwo wystąpienia suszy hydrologicznej. Opady o odpowiedniej wysokości są w stanie przerwać proces sezonowego obniżenia zwierciadła wód gruntowych, lecz na krótko.

Dyskusja

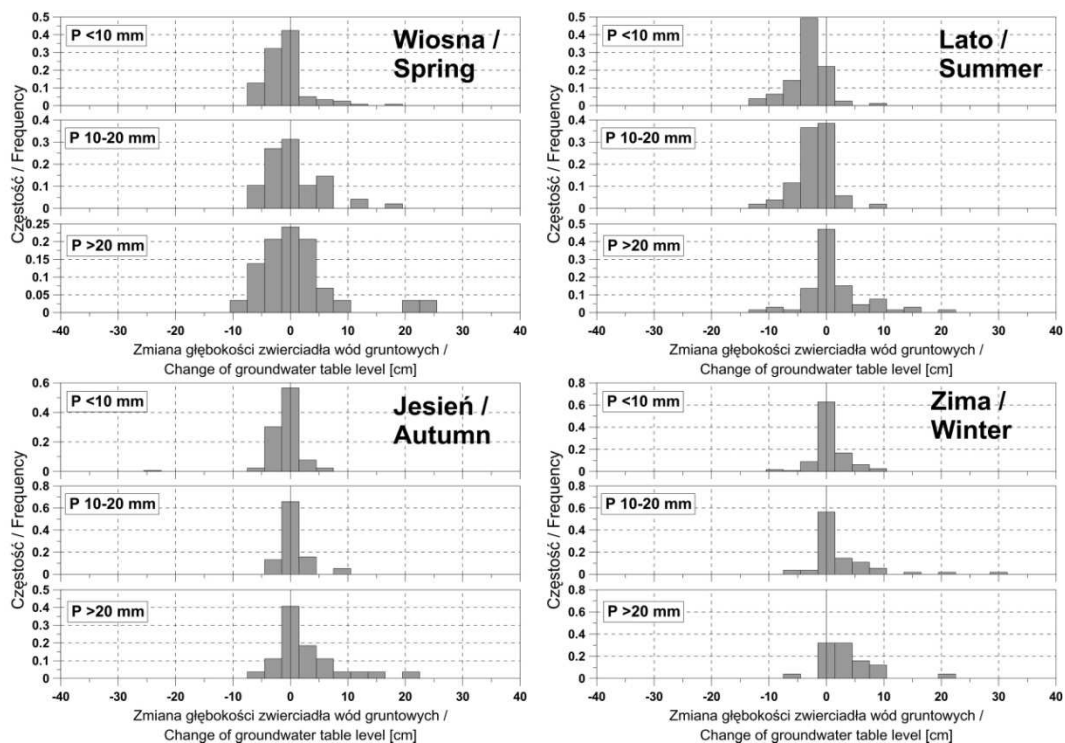
Obie studnie reprezentują typ kontynentalny wahań zwierciadła, typowy dla większości obszaru środkowej i wschodniej Polski (Bartnik, Tomalski 2012). W typie kontynentalnym najwyższe stany wód gruntowych notowane są w miesiącach wiosennych, obfitujących w roztopy, a stany najniższe, będące wynikiem intensywnego parowania, przypadają na przełom lata i jesieni. Natomiast typ oceaniczny, charakteryzujący się najwyższym stanem wody zimą (I–II) i najniższym latem (VII–VIII), występuje najczęściej na Pomorzu (Chlost 2005).

Względne podobieństwo warunków klimatycznych na obszarze Polski nizinnej sprawia, że analogiczne okresy suche (lata 2003–2006 oraz 2011–2012) i wilgotne (lata 2000–2002 oraz 2010 rok) wyróżniono także w badaniach minimalnych miesięcznych stanów wód podziemnych w studniach zlewni Wkry i Skrzy Prawej. Tam także stwierdzono kontynentalny typ sezonowych wahań stanów wód gruntowych, lecz ich maksima przypadają nieco później niż w studniach Łodzi – w kwietniu. W studniach głębszych notowano przy tym nieco mniejszą zmienność stanów wody (Kowalczyk i in. 2015).



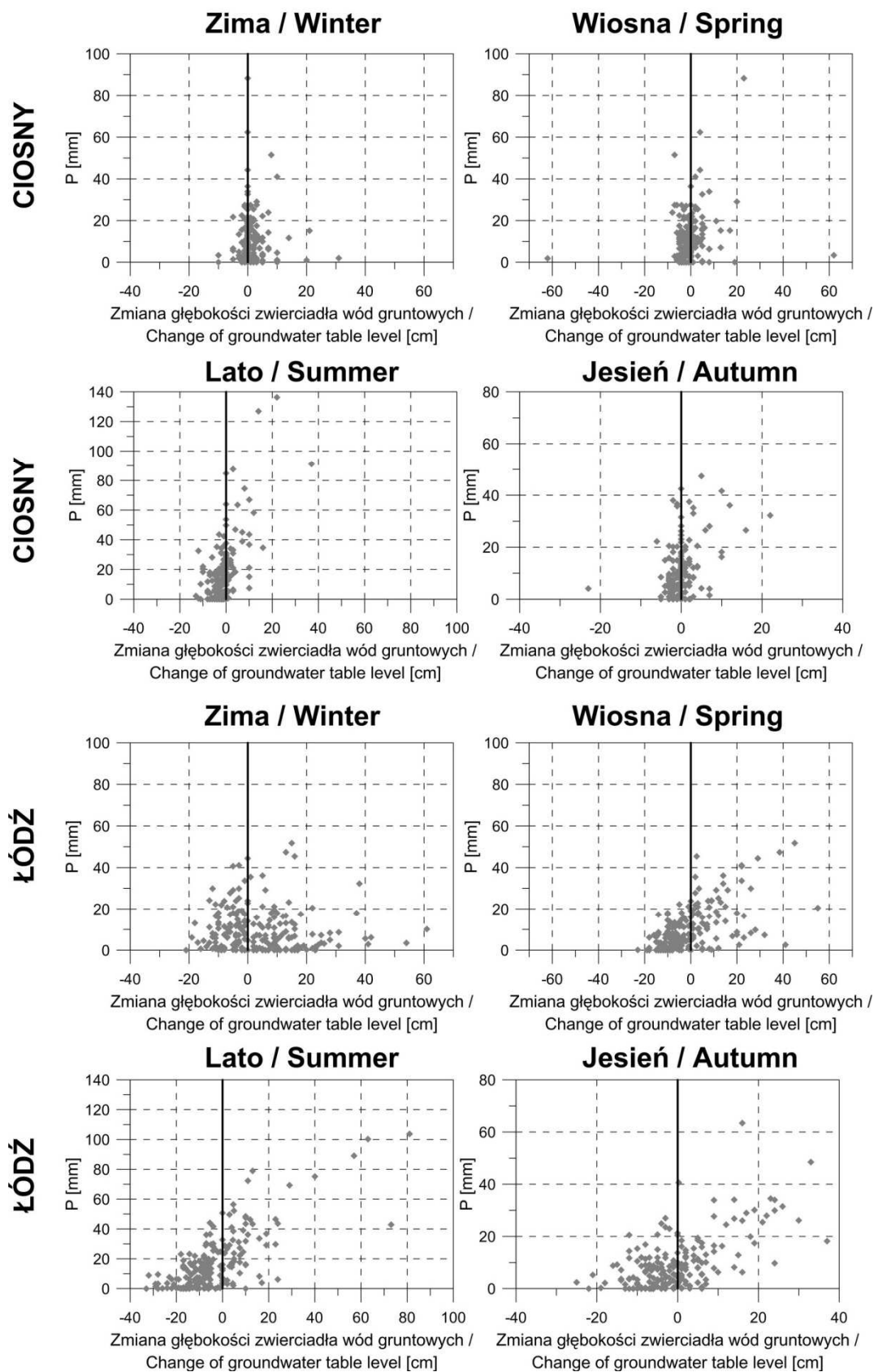
Rys. 6. Zróżnicowanie sezonowe stanu wód gruntowych w studni w Łodzi w zależności od wielkości opadów (1999–2013)

Seasonal variability of groundwater table level in Łódź in relation to precipitation abundance (1999–2013)

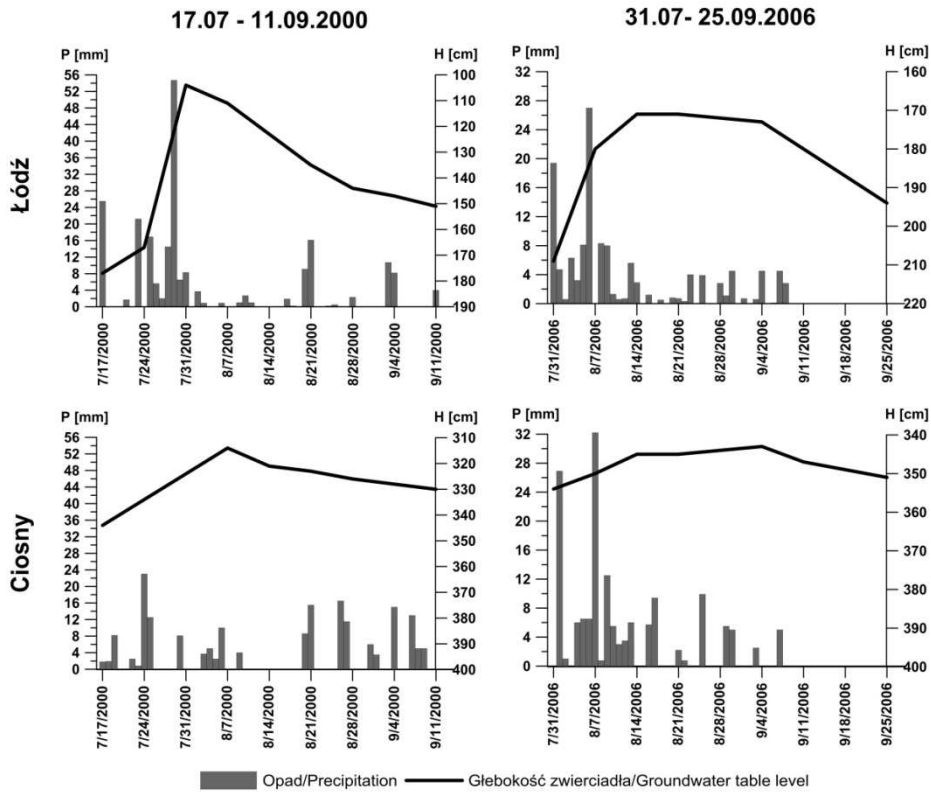


Rys. 7. Zróżnicowanie sezonowe stanu wód gruntowych w studni w Ciosnach w zależności od wielkości opadów (1999–2013)

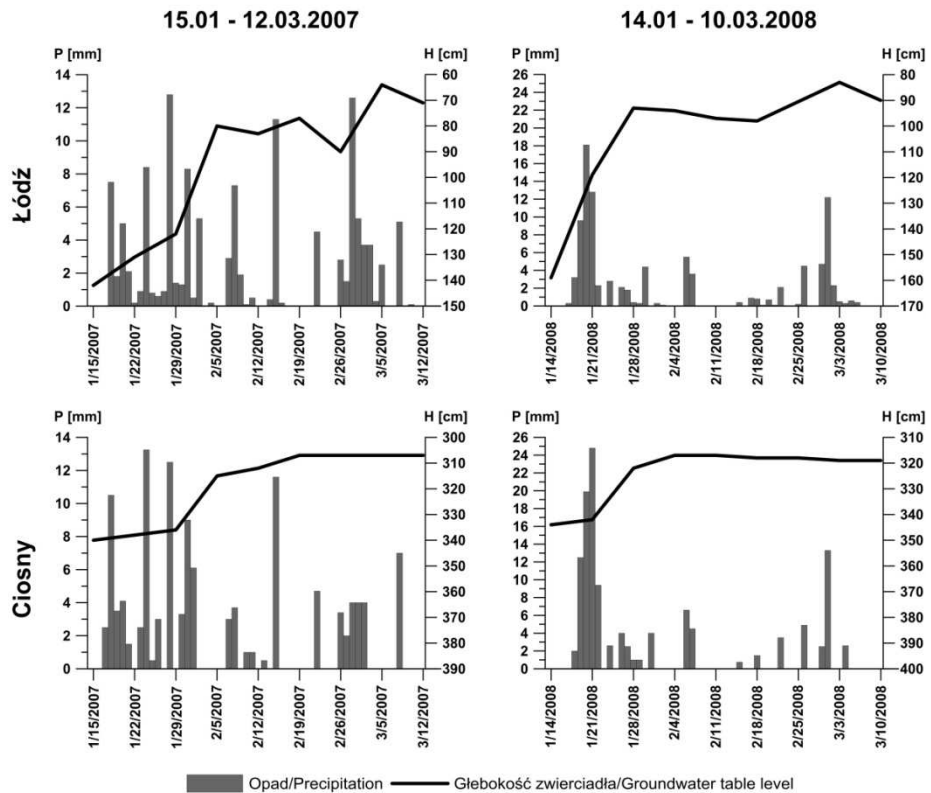
Seasonal variability of groundwater table level in Ciosny in relations to precipitation abundance (1999–2013)



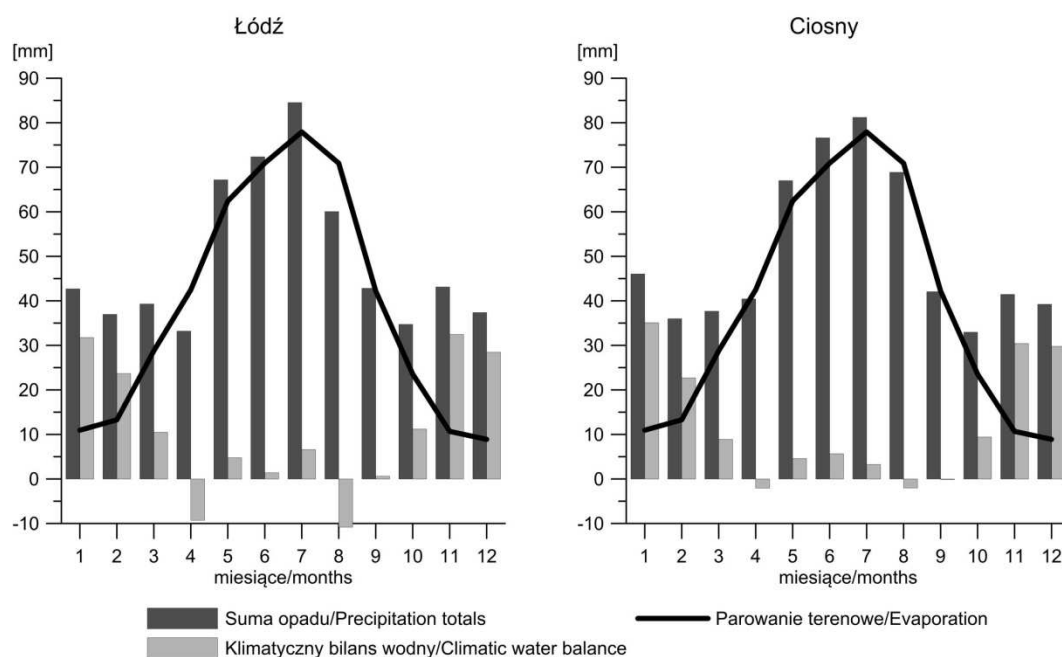
Rys. 8. Zmiana zwierciadła wód gruntowych na tle tygodniowych sum opadów
The groundwater table level changes in relation to weekly precipitation totals



Rys. 9. Położenie zwierciadła wody w studniach latem (H) na tle dobowych sum opadów (P)
The groundwater table level (H) and daily precipitation (P) in summer



Rys. 10. Położenie zwierciadła wody w studniach zimą (H) na tle dobowych sum opadów (P)
The groundwater table level (H) and daily precipitation (P) in winter



Rys. 11. Średnie miesięczne charakterystyki klimatycznego bilansu wodnego w latach 1999–2013
The monthly characteristics of the water balance components for the 1999–2013 period

Obliczone dla studni w Łodzi i w Ciosnach wskaźniki tempa zmian stanów wód gruntowych odpowiadają maksymalnym wzniosom rejestrowanym w studniach pomorskich, wynoszącym $8 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$. Natomiast maksymalne spadki zwierciadła były tam wyższe i sięgały nawet $16 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ (Chlost 2005). Średnie wahania stanów wody odpowiadają z kolei typowym wartościom rejestrowanym w pozostałych studniach środkowej Polski. Według Tomalskiego (2011) wzniosy najczęściej mieszczą się tu w przedziale 6–12 cm tygodniowo, natomiast spadki sięgają 4,5–9,5 cm tygodniowo. Niższe wartości są charakterystyczne dla przeważającej liczby studni, zasilanych przeważnie z piasków rzecznych. Większą dynamiką odznaczają się otwory reprezentujące wodonośce szczelinowe.

Wskutek dobrych parametrów filtracyjnych strefy aeracji większość odkrytych poziomów wodonośnych podlega dynamicznemu uzupełnianiu zasobów i równie szybkiemu ich zacierpywaniu. Spadki stanów wody w płytszym poziomie wodonośnym okazały się tym niemal 2,5 razy większe, a wzrosty blisko 4 razy większe niż w zbiorniku sandrowym (Jokiel, Tomalski 2009). Nie znalazła przy tym potwierdzenia teza, że przeciętne spadki stanów wody w studni w Ciosnach są szybsze od wzniosów. Przeciwnie – średni spadek zwierciadła w tej studni ($0,5 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$) był blisko dwukrotnie mniejszy od przeciętnego wzrostu (blisko $1 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$). Na wzrost przeciętnej dynami-

ki zwierciadła miał wpływ rok 2010, w którym tempo zarówno wzniosów, jak i spadków było znacznie wyższe.

O warunkach zasilania strefy saturacji decyduje wielkość klimatycznego bilansu wodnego. Ten prosty, lecz ważny wskaźnik informuje o możliwości wystąpienia suszy glebowej, szczególnie wskutek niedoboru opadów wiosną i wczesnym latem – w okresie największego zapotrzebowania na wodę przez rośliny (Doroszewski i in. 2012). Klimatyczny bilans wodny w okresie wegetacyjnym (IV–IX) dwukrotnie częściej jest ujemny (66% przypadków) niż dodatni (34%). Jego ujemne wartości notowano najczęściej w kwietniu (72%) i w maju (81%), przy czym w ostatnich latach występowały niedobory wiosną i wczesnym latem wyraźnie nasila się. Wskaźnik KBW w Polsce wykazuje wyraźną tendencję spadkową (Radzka 2014). Potwierdzeniem tego są dotkliwe susze hydrologiczne, występujące m.in. 2006 i 2015 roku (Lorenc 2006; Nowicki 2015).

Podsumowanie i wnioski

Wielkość i rozkład czasowy opadów ma duże znaczenie dla wahań zwierciadła płytkich wód gruntowych. Od wzajemnej relacji pomiędzy opadem a parowaniem, będącej wynikiem uwarunkowań klimatycznych, zależy ilość wody

mogąca uzupełniać zasoby ich zbiorników. Na sezonowy rytm zmienności nakładają się krótko- i średniookresowe wzniosy oraz spadki zwierciadła powodowane dynamiką zasilania atmosferycznego. Ich analiza prowadzi do kilku wniosków:

1. Skuteczność opadów zależy od możliwości retencyjnych strefy aeracji – niewielkie impulsy wody wsiąkowej nie docierają do zwierciadła lub też nie są w stanie zrównoważyć drenażu podziemnego. W chłodnej połowie roku, niezależnie od sytuacji hydrologicznej wznios zwierciadła zauważono przy opadach przekraczających 10–20 mm tygodniowo, a w półroczu ciepłym – 50–60 mm. Zimą, na skutek niższego parowania i mniejszych sum opadów, wznios może być również duży jak latem.

2. Strefa aeracji płytszej ze studni, o około 148 cm miąższości (Łódź), gromadzi zaledwie 45% objętości wody magazynowanej przez osady w Ciosnach (o miąższości 329 cm). W rezultacie płytsza studnia odznacza się większą dynamiką wahań zwierciadła. Mniejszy jest też jego spadek, a więc woda wolniej odpływa do rzeki, co powoduje, że zasilenie warstwy wodonośnej jest bardziej efektywne.

3. O położeniu zwierciadła wody gruntowej w największym stopniu decyduje suma opadów atmosferycznych półrocza chłodnego. Ich niedobór, w połączeniu z ujemnym KBW u progu okresu wegetacyjnego, bezpośrednio przyczynia się do wystąpienia suszy hydrologicznej w dalszej części roku. Tylko wyjątkowo deszczowe lato może zahamować lub odwrócić ten proces.

Ograniczenie swobodnej infiltracji w miastach wywołuje częstsze powstawanie suszy i bardziej dotkliwe jej skutki. Wzrost zagrożenia suszą odnotowano w ostatnich dekadach w większości regionów geograficznych Polski (Somrowska 2009). By ograniczać efekty przekształcania się suszy atmosferycznej w hydrologiczną na terenie miast i obszarów podmiejskich należy zwiększać infiltrację wody do gruntu w sposób sztuczny, np. poprzez zatrzymywanie wody w nieckach i basenach infiltracyjnych, rozszerzenie powierzchni utwardzonych czy tworzenie większej liczby „obszarów zielonych”.

Literatura

Bartnik Adam, Piotr Moniewski. 2015. Zmiany jakości łódzkiego Jasiona w wyniku głębokiego odwodnienia terenu w związku z budową dworca kolejowego Łódź-Fabryczna. W: Damian Absalon, Magdalena Matysik, Marek Ruman (red.) *Nowoczesne metody i rozwiązania w hydrolo-*

gii i gospodarce wodnej, 59-73. Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, t. 3. Sosnowiec: Komisja Hydrologiczna PTG, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Oddział Katowicki.

Bartnik Adam, Piotr Moniewski, Przemysław Tomalski. 2000. Rola naturalnych i antropogenicznych elementów obiegu wody w zlewni miejskiej (Sokołówka) i podmiejskiej (Dzierżazna). W: Sylwia Bródka (red.) *Problemy środowiska przyrodniczego miast*, 39-48. Problemy ekologii krajobrazu, t. 22. Poznań-Warszawa: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.

Bartnik Adam, Przemysław Tomalski. 2012. Zróżnicowanie równowagi hydrodynamicznej wód podziemnych i powierzchniowych w dolinie małej rzeki miejskiej (na przykładzie Sokołówki - Łódź). W: Włodzimierz Marszelewski (red.) *Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska*, 7-19. Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, t. 1. Toruń: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika.

Chełmicki Wojciech. 1991. Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. Rozprawy habilitacyjne UJ nr 218. Kraków: Uniwersytet Jagielloński.

Chlost Izabela. 2005. „Uwagi o reżimie wahań zwierciadła wody pierwszego poziomu wód podziemnych na nizinie gardnieńsko-łębskiej w roku hydrologicznym 2003”. *Ślupskie Prace Geograficzne* 2: 161-170.

Dobek Mateusz. 2007. „Reakcja zwierciadła wód podziemnych na opad atmosferyczny w latach 1961–1981 w wybranych punktach Wyżyny Lubelskiej”. *Annales Universitatis Mariae Curie Skłodowska, Sectio E – Agricultura* LXII (1): 49-55.

Doroszewski Andrzej, Jan Jadczyzyn, Jerzy Kozyra, Rafał Pudelko, Tomasz Stuczyński, Katarzyna Mizak, Artur Łopatka, Piotr Koza, Tadeusz Górski, Elżbieta Wróblewska. 2012. „Podstawy systemu monitoringu suszy rolniczej”. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 12 (2): 77-91.

Dubaniewicz Henryk. 1974. „Klimat województwa łódzkiego”. *Acta Geographica Lodziensia* 34: 1-120.

Dynowska Irena, Zofia Pietrygowa. 1978. „Wieloletnie fluktuacje zwierciadła wód gruntowych w dorzeczu górnej Wisły”. *Czasopismo Geograficzne* 49 (2): 169-175.

Graf Renata. 2010. Tendencje zmian stanów płytkich wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej w latach 1961-2000. W: Renata Graf, Marek Marciniak (red.) *Zasoby, zagrożenia i ochrona wód podziemnych*, 79-95. Seria Studia i Prace z Geografii i Geologii 11. Poznań: Bogucki Wyd. Naukowe.

Grajewski Sylwester, Antoni T. Miler, Bernard Okoński. 2014. „Seasonal variability of ground water levels in the Puszcza Zielonka

- Forest". *Journal of Water and Land Development* 21 (1): 55-62.
- Jokiel Paweł. 2007. „Zmiany, zmienność i ekstremalne sumy parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi w drugiej połowie XX wieku”. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 8: 63-88.
- Jokiel Paweł, Przemysław Tomalski. 2009. Krzywe maksymalnego spadku i wzrostu stanów wód podziemnych i wydajności źródeł. W: Robert Bogdanowicz, Joanna Fac-Beneda (red.) *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, 361-372. Gdańsk: Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego.
- Kłysik Kazimierz. 2001. Warunki klimatyczne. W: Stanisław Liszewski (red.) *Zarys monografii województwa łódzkiego*, 68-81. Łódź: Łódzkie Towarzystwo Naukowe.
- Kowalczyk Agnieszka, Stepińska-Drygała Izabela, Wesołowski Piotr. 2015. „Zmienność wieloletnia i sezonowa występowania minimalnych stanów wód podziemnych na wybranym obszarze nizinnym”. *Przegląd Geologiczny* 63 (10/1): 860-866.
- Lorenc Halina. 2006. Warunki meteorologiczne tworzenia się i rozwoju suszy na obszarze Polski w okresie od 1 czerwca do 25 sierpnia 2006. W: *Susza w Polsce – 2006 rok (przyczyny, natężenie, zasięg, wnioski na przyszłość)*. Raport Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 2-18. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Nowicki Zbigniew (red.). 2015. Prognoza sytuacji hydrogeologicznej w strefach zasilania i poboru wód podziemnych. Warszawa: Państwowa Służba Hydrologiczna.
- Radzka Elżbieta. 2014. „Klimatyczny bilans wodny okresu wegetacyjnego (według wzoru Iwanowa) w środkowowschodniej Polsce”. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 14 (1): 67-76.
- Somorowska Urszula. 2009. „Wzrost zagrożenia suszą hydrologiczną w różnych regionach geograficznych Polski w XX wieku”. *Prace i Studia Geograficzne* 43: 97-114.
- Tomalski Przemysław. 2011. „Dynamika zasobów płytkich wód podziemnych w województwie łódzkim i na obszarach sąsiednich”. *Acta Geographica Lodziensis* 97: 1-102.

Summary

The groundwater table level depends not only on morphological and hydrogeological factors, but mainly on the type of precipitation, its abundance and intensity. The relation between

precipitation and groundwater table level was examined for two wells for the 1999–2013 period (Fig. 1, Tab. 1). The first well is located in Ciosny, in the suburban area of Łódź, and represents fluvio-glacial deposits of the Łódź Hills. The second one is located in the southern part of Łódź (Fig. 2), within the Wysoczyzna Łaska, and the aquifer is composed of fine-grained sands. The precipitation datasets were obtained from the Ciosny and Łódź-Lublinek stations (Tab. 2).

In the years 1999–2013 the two dry periods (2003–2006, 2011–2012) and two wet periods (2000–2002 and 2010) were noticed (Fig. 3). The average depth of the water table level in Ciosny sandur was found to be 329 cm, which is much higher than in Łódź in the Olechówka Valley (148 cm). As depth increases, the groundwater table level is more stable (the amplitude reached 223 cm in Łódź and 96 cm in Ciosny) and the frequency of the high water level decreases (Fig. 4). Despite the differences in the depth of the two wells, the fluctuations in the water table levels have a very similar annual course with the maximum in March and minimum in October (Fig. 5).

A slight but statistically significant correlation exists between the groundwater table level and monthly precipitation totals – higher for a monthly dataset shift (Tab. 3). The increase of groundwater table level is higher in Łódź than in Ciosny. It was also found that the weekly precipitation below 10 mm does not balance the loss of water (drainage, evaporation). Only the precipitation totals greater than 20 mm provide an increase in the water level – in the summer up to 70–80 cm (Figs 6, 7). In Łódź, the increase rate usually doesn't exceed 2 cm, and in Ciosny 1 cm per day. The average decline of groundwater table was about 1.2 cm per day in Łódź, and 0.5 cm in Ciosny. The weekly maximum increase reached 81 and 37 cm respectively and maximum decrease 33 and 23 cm. Regardless of hydrological conditions, a guaranteed increase in groundwater table level occurred after weekly precipitation totals higher than 50–60 mm (Fig. 8), however in summer (Fig. 9) it was higher than in winter (Fig. 10). Due to this, the cold half of the year with positive climatic water balance (Fig. 11) is crucial for the ground water recharge and determines the groundwater table level for the rest of the year.

WPLYW MIAST I TERENÓW ZURBANIZOWANYCH
NA JAKOŚĆ POMIARÓW NATURALNYCH PÓL MAGNETYCZNYCH

The impact of cities and urban areas on the quality
of natural magnetic field measurements

ZENON NIECKARZ*

Zarys treści. W ostatnich dziesięcioleciach, dynamiczny rozwój miast i powiększanie się powierzchni terenów zurbanizowanych wymaga m.in. zwiększonych dostaw energii elektrycznej. W efekcie nastąpił wzrost natężenia promieniowania elektromagnetycznego we wszystkich pasmach częstotliwości. Tymczasem w wielu dziedzinach badań m.in. w astronomii, geofizyce, fizyce atmosfery, meteorologii wykonywane są obserwacje pól i fal elektromagnetycznych jako narzędzie badawcze. W pracy przedstawiono wpływ zakłóceń magnetycznych pochodzenia antropologicznego występujących w zakresie ekstremalnie niskich częstotliwości (poniżej 3000 Hz) na podstawie wyników pomiarów zgromadzonych przez stację Hylaty w latach 2004–2015. Przedstawiono także widma dynamiczne z odwzorowanymi w nich sygnaturami, których źródłem są naturalne zjawiska i procesy zachodzące w atmosferze, jonosferze i magnetosferze Ziemi. Przeanalizowano również zasięg przestrzenny negatywnego oddziaływania miast i terenów zurbanizowanych jako głównej przyczyny wzrostu poziomu zakłóceń elektromagnetycznych w paśmie ELF. W pracy wskazano potencjalnie czyste elektromagnetycznie obszary nadające się do zainstalowania nowych stacji pomiarowych w Polsce.

Słowa kluczowe: środowisko człowieka, klimat miasta, zakłócenia elektromagnetyczne, fale ELF

Abstract. An increase in electromagnetic radiation, across all frequency bands, has been one of multiple effects of the recent developments in the power supply to rapidly growing urban areas in Poland. This has impacted measurements in a range of scientific disciplines, such as astronomy, geophysics, physics of the atmosphere and meteorology, which use electromagnetic observations as research tools. The paper summarises a study on human-induced magnetic interference at extremely low frequencies, i.e. below 3000 Hz, using the records of the Hylaty station from the period 2004–2015. Also, dynamic electromagnetic spectra are presented with signatures of natural atmospheric, ionospheric and magnetospheric phenomena and processes. The author analysed the spatial extent of the adverse influence of urban areas as the principal cause of an increase of electromagnetic interference in the ELF band and identified potentially clean areas useful for the establishment of new measurement stations in Poland.

Key words: human environment, urban climate, electromagnetic interference, ELF waves

Wstęp

Dynamiczny rozwój miast oraz powiększanie się powierzchni terenów zurbanizowanych pociąga za sobą nie tylko zmiany w sposobie użytkowania gruntu oraz wzrost zanieczyszczeń środowiska w klasycznym rozumieniu, ale także silnie wpływa na poziom zakłóceń elektromagnetycznych wynikający z aktywności człowieka (Bogucki i in. 2007). Generalnie obserwuje się wzrost zakłóceń elektromagnetycznych w całym paśmie częstotliwości, nie tylko w miastach, ale także na dużych obszarach wokół nich (Owsiak 2008). Wynika to wprost ze wzrostu zużycia energii elektrycznej,

które w Europie wzrosło o ponad 2 razy w stosunku do roku 1965. W tym sensie miasta traktować można jako rozciągle przestrzennie silne źródła zakłóceń elektromagnetycznych.

Tymczasem wykorzystanie pomiarów pól i fal elektromagnetycznych do obserwacji naturalnych zjawisk jest obecnie bardzo rozpowszechnione w wielu dziedzinach badań m.in. w astronomii, geofizyce, fizyce atmosfery, meteorologii. W szczególności zakres ekstremalnie niskich częstotliwości ELF (ang. *Extremely Low Frequency*), zdefiniowany jako zakres częstotliwości od 3 Hz do 3000 Hz, umożliwia obserwowanie w widmach dynamicznych rejestrowa-

* Uniwersytet Jagielloński, Instytut Fizyki im. Mariana Smoluchowskiego, ul. prof. Stanisława Łojasiewicza 11, 30-348 Kraków; e-mail: zenon.nieckarz@uj.edu.pl

nych sygnałów, sygnatur od zjawisk i procesów, które zachodzą na Ziemi, jak również w bliskiej przestrzeni kosmicznej (Nieckarz i in. 2015). W ostatnich dziesięcioleciach pomiary te stały się przedmiotem szczególnego zainteresowania w takich dziedzinach jak meteorologia i klimatologia. Przyczyniła się do tego m.in. praca Williama (1992), w której wskazano możliwość monitorowania globalnej aktywności burzowej na podstawie pomiarów i analizy zjawiska rezonansu Schumanna (Schumann 1952).

W Polsce obserwacje w zakresie fal ELF prowadzą dwa ośrodki badawcze. Jednym z nich jest Obserwatorium Geofizyczne Instytutu Geofizyki PAN w Belsku Dużym, prowadzące obserwacje zarówno w Belsku Dużym, jak i w Polskiej Stacji Polarnej Hornsund na Spitsbergenie (Neska, Satori 2006). Drugim ośrodkiem jest Obserwatorium Astronomiczne Uniwersytetu Jagiellońskiego, które prowadzi obserwacje ELF na stacji Hylaty w Bieszczadach (rys. 1).

Celem pracy jest ocena wpływu miast i terenów zurbanizowanych, na jakość pomiarów naturalnych pól magnetycznych na podstawie danych zgromadzonych przez stację Hylaty w latach 2004–2015.



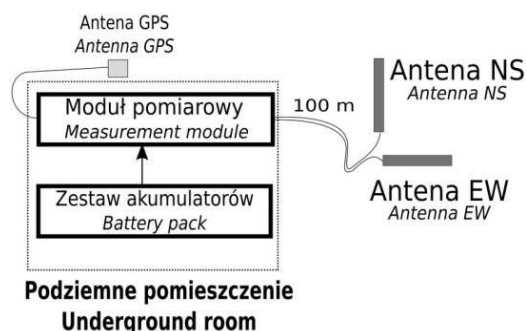
Rys. 1. Lokalizacja stacji Hylaty

Geographic location of the Hylaty station

Metoda

Badania nad metodyką pomiarów i analizą składowej magnetycznej fal ELF prowadzone są w krakowskiej grupie ELF od 1992 roku (<http://ww.w.oa.uj.edu.pl/elf/index.html>). W pierwszym okresie pomiary wykonywano podczas dwu-trzydniowych ekspedycji w teren, w odstępach 2-tygodniowych, głównie do południowo-

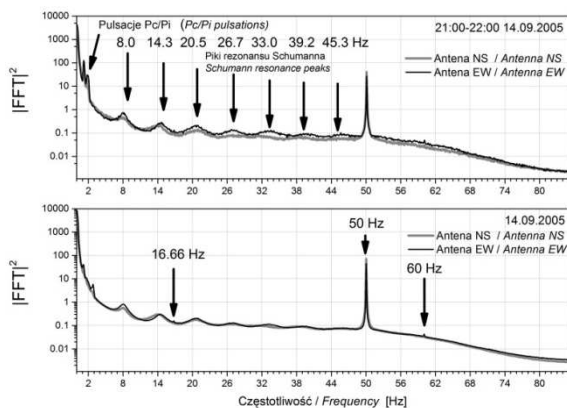
wschodniej części Polski dostarczając wartościowych danych (Kułak i in. 2003). Jednocześnie prowadzono poszukiwania odpowiedniego miejsca na założenie stałej automatycznej stacji pomiarowej. Od roku 2005 w Bieszczadach działa stała stacja Hylaty mierząca w sposób ciągły dwie składowe magnetyczne fal w zakresie częstotliwości od 0,03 do 55 Hz. Stacja składa się z modułu pomiarowego oraz dwóch anten ułożonych horyzontalnie w kierunkach północ–południe (NS) i wschód–zachód (EW). Moduł pomiarowy wraz z zestawem akumulatorów znajduje się w podziemnym pomieszczeniu (rys. 2). Anteny umieszczono również pod powierzchnią gruntu w odległości 100 m od modułu pomiarowego. Stacja pracuje bezobsługowo przez ponad 2 miesiące. Po tym czasie należy wymienić kartę pamięci i naładować akumulatory. Czas ładowania akumulatorów wynosi ponad 12 godzin. Proces ładowania i wymiana karty nie wymagają zatrzymania pracy stacji (Kułak i in. 2014). Obudowa modułu pomiarowego jest niemal hermetyczna. Niestety konieczność wymiany kart pamięci wymusiła zamontowanie w obudowie złącz, których budowa nie zapewnia 100% szczelności.



Rys. 2. Schemat blokowy stacji Hylaty

Flow diagram of the Hylaty station

Podstawę niniejszego opracowania stanowią szeregi czasowe pól magnetycznych zarejestrowane przez stację Hylaty w okresie 10 lat. Szeregi te poddano analizie spektralnej stosując algorytm szybkiej transformaty Fouriera (FFT), a w dalszej kolejności na ich podstawie utworzono średnie dobowe widma mocy. W widmach tych zidentyfikowano charakterystyczne szerokie linie widmowe wynikające z występowania naturalnych zjawisk, takich jak burze magnetyczne, wzbudzenia jonosferycznego rezonatora Alfvena, tzw. IAR (ang. *Ionospheric Alfvén Resonator*, Polyakov 1976), wzbudzenia rezonatora Schumanna (Schumann 1952) oraz wąskie linie spektralne (16,66, 50, 60 Hz), których pochodzenie jest skutkiem działalności człowieka (rys. 3).



Rys. 3. Średnie godzinne (górny wykres) i średnie dobowe (dolny) widma mocy sygnałów zarejestrowanych przez anteny NS i EW w dniu 14.09.2005 roku

Mean hourly (above) and mean daily (below) spectra of signal strength recorded by NS and EW antennae on 14 September 2005

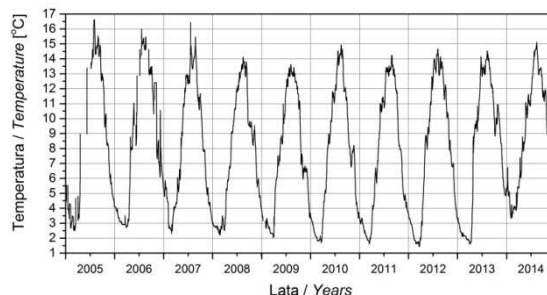
W celu ilościowej oceny zmienności natężenia linii spektralnych pochodzenia antropogenicznego w widmach mocy, obliczono Stosunek amplitudy danej Linii spektralnej do amplitudy naturalnego Tła zmierzonego w otoczeniu tej linii, oznaczony dalej jako wskaźnik SLT. Dla każdej z 3 zidentyfikowanych linii 16,66, 50 i 60 Hz obliczono dwa wskaźniki SLT_{NS} i SLT_{EW} odpowiednio dla widm obliczonych na podstawie pomiarów z anten NS i EW. Najwyraźniej widoczną jest linia 50 Hz. Linie spektralne 50 Hz i 60 Hz pochodzą z sieci elektroenergetycznych, a linia 16,66 Hz pochodzi od zasilania trakcji kolejowej stosowanej w niektórych państwach Europy.

Drugą metodą badania była analiza jakościowa występowania charakterystycznych sygnatur pochodzących od naturalnych zjawisk na **Dobowych Widmach Dynamicznych (DWD)**. DWD obliczano oddzielnie dla każdego szeregu czasowego zarejestrowanego przez anteny (NS i EW). DWD przedstawiają natężenie sygnału zakodowane kolorem w funkcji czasu i częstotliwości. Dla każdej doby w okresie 2004–2015 obliczono DWD_{NS} oraz DWD_{EW} i przeanalizowano pod kątem obecności sygnatur od naturalnych zjawisk.

Wyniki

Oprócz pomiarów magnetycznych stacja Hylaty wykonuje pomiary temperatury powietrza wewnątrz podziemnego pomieszczenia (rys. 4). Celem tych pomiarów jest głównie autodiagnostyka stacji. Wystąpienie ujemnych temperatur, przy dużej wilgotności powietrza, stwarza zagrożenie

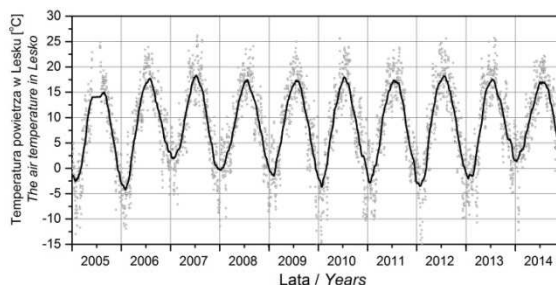
powstania awarii lub uszkodzenia elektroniki. Aby temu zapobiec stacja została umieszczona w podziemnym zbiorniku, którego ściany zbudowane są z tworzywa sztucznego, a całość przykryta została warstwą ziemi. Działania te przyniosły oczekiwany skutek zapobiegając spadkowi temperatury w pomieszczeniu podziemnym poniżej zera stopni Celsjusza. W badanym okresie 10 lat najniższą temperaturę stacja Hylaty zarejestrowała w dniach 19–23.02.2012 roku, a najwyższą w dniach 01–04.08.2005 roku.



Rys. 4. Przebieg średniej dobowej temperatury powietrza w podziemnym pomieszczeniu zmierzona przez stację Hylaty w latach 2005–2014

Mean daily air temperature in the Hylaty station's underground chamber recorded in 2005–2014

W odległości 35 km od stacji Hylaty znajduje się najbliższy punkt pomiaru temperatury powietrza. Jest to stacja hydrologiczno-meteorologiczna IMGW w Lesku. Przebieg średniej ruchomej (31 dni) temperatury w Lesku ma znacznie większe wahania niż temperatura w podziemnym pomieszczeniu stacji Hylaty (rys. 5). Zastosowana grubość ochronnej warstwy ziemi nad stacją zapewnia odpowiednią pasywną ochronę termiczną przed zamrażaniem wody na elementach elektronicznych stacji.



Rys. 5. Przebieg średniej dobowej temperatury powietrza w Lesku w latach 2005–2014

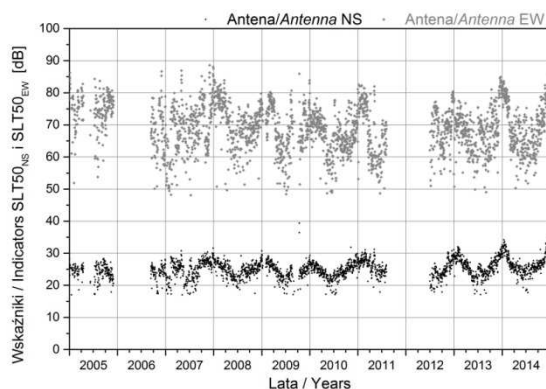
linia ciągła przedstawia średnią ruchomą (31 dni)

Mean daily air temperature at Lesko during 2005–2014

continuous line represents the 31-day moving average

Sygnatury zjawisk pochodzenia antropogenicznego

Na rys. 6 przedstawiono przebieg dobowych wskaźników $SLT50_{NS}$ i $SLT50_{EW}$ obliczonych dla okresu 2005–2014. Widać wyraźnie, że w całym badanym okresie wskaźnik $SLT50_{EW}$ jest wyraźnie większy od wskaźnika $SLT50_{NS}$. Widoczna jest również sezonowa zmienność obu wskaźników, tzn. w okresie zimy wartości wskaźników są wyższe, a w okresie lata niższe. Należy zauważyć, że zużycie energii elektrycznej na obszarze Europy w okresie zimy jest wyższe niż w lecie. Dla przykładu w Polsce produkcja energii elektrycznej w okresie zimy wynosi średnio 14500 GWh/miesiąc, a w okresie lata 12500 GWh/miesiąc (Raporty 2015). Jednocześnie należy zauważyć, że amplituda widma, w obszarze występowania rezonansów Schumanna, jest zawsze niższa w okresie zimy półkuli północnej niż w lecie z powodu zmniejszonej w tym okresie globalnej aktywności burzowej (Nieckarz i in. 2009). Efekt wyraźnego okresowego zachowania się wskaźnika $SLT50$ zaobserwowany na rys. 6 jest efektem złożenia się obu powyżej wspomnianych zjawisk.



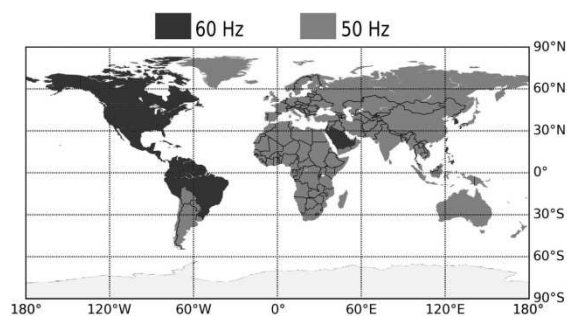
Rys. 6. Przebieg dobowych wskaźników $SLT50_{NS}$ i $SLT50_{EW}$ w latach 2005–2014

Daily values of $SLT50_{NS}$ and $SLT50_{EW}$ during 2005–2014

Globalnie, sieci elektroenergetyczne pracują na częstotliwości 50 lub 60 Hz (rys. 7). Częstotliwość 50 Hz jest używana na przeważającym obszarze globu i w przeważającej liczbie państw z wyjątkiem: obszaru Ameryki Północnej, północnej części Ameryki Południowej, Arabii Saudyjskiej i Korei Południowej. W kilku państwach obecne są obie sieci, np. w Japonii.

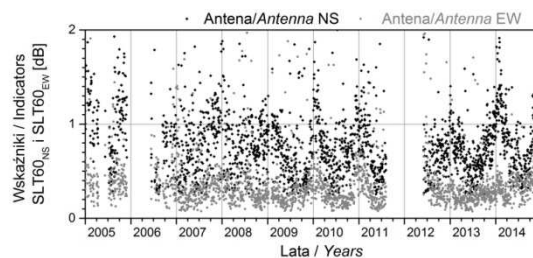
Pomimo dużej odległości pomiędzy lokalizacją stacji Hylaty a obszarami, gdzie stosuje się częstotliwość 60 Hz w sieciach elektroenergetycznych,

widoczna jest obecność tego piku w widmie mocy rejestrowanego sygnału (rys. 3). Przebieg wskaźników $SLT60_{NS}$ i $SLT60_{EW}$ w badanym okresie przedstawia rys. 8. Wartość wskaźnika $SLT60_{NS}$ jest większa od $SLT60_{EW}$. Oba wskaźniki wykazują zmienność sezonową, w okresie zimy ich wartości są wysokie, a latem niskie. Przyczyny takiego zachowania się tego wskaźnika są podobne jak dla linii spektralnej 50 Hz.



Rys. 7. Mapa występowania częstotliwości 50 i 60 Hz w sieciach elektroenergetycznych

Power networks utilising 50 Hz and 60 Hz frequencies worldwide

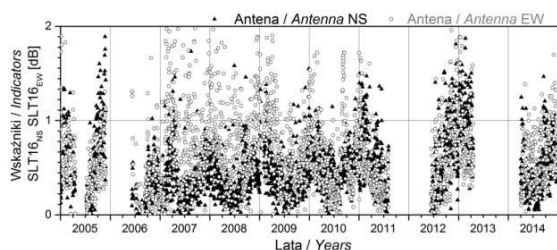


Rys. 8. Przebieg wskaźników $SLT60_{NS}$ i $SLT60_{EW}$ w latach 2005–2014

Daily values of $SLT60_{NS}$ and $SLT60_{EW}$ during 2005–2014

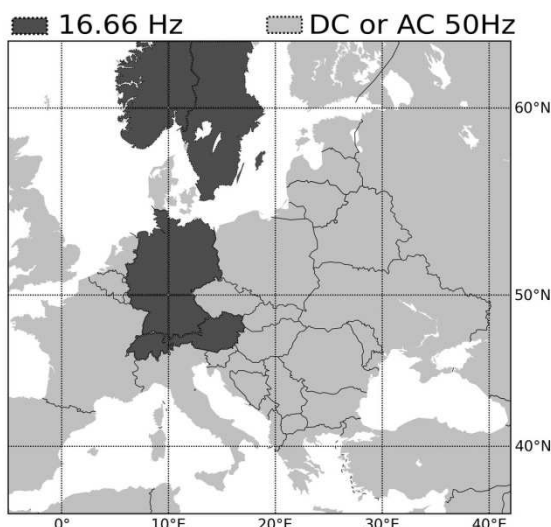
Przebieg wskaźników $SLT16_{NS}$ i $SLT16_{EW}$ przedstawiono na rys. 9. Oba wskaźniki mają zbliżone wartości w całym okresie 10 lat i wykazują zmienność sezonową. W okresie zimy oba wskaźniki mają wyższe wartości, a latem niskie.

Na rys. 10 przedstawiono mapę Europy z zaznaczonymi obszarami, na których trakcja kolejowa zasilana jest napięciem zmiennym o częstotliwości 16,66 Hz (kolor czarny) oraz obszary, na których zasilanie trakcji kolejowej realizowane jest poprzez napięcia stałe lub zmienne o częstotliwości 50 Hz. Sieć kolejowa w Austrii, której trakcja jest zasilana częstotliwością 16,66 Hz, położona jest najbliżej w stosunku do lokalizacji stacji Hylaty.



Rys. 9. Przebieg wskaźników SLT16_{NS} i SLT16_{EW} w latach 2005–2014

Daily values of SLT16_{NS} and SLT16_{EW} during 2005–2014



Rys. 10. Mapa częstotliwości stosowanych w systemach zasilania sieci trakcyjnej kolejowej w Europie (Frey 2012)

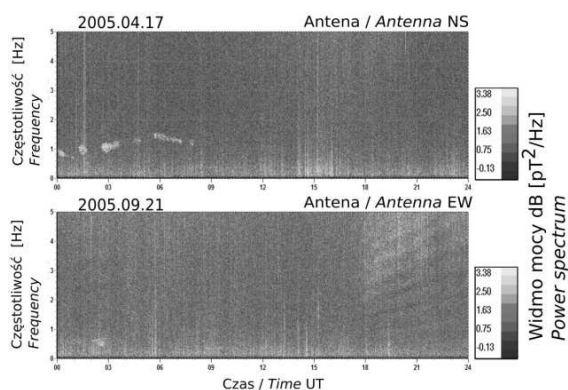
color black – zasilanie napięciem zmiennym (AC) o częstotliwości 16.66 Hz, color grey – napięcie stałe (DC) lub zmienne 50 Hz

Map of European electrical railway systems (Frey 2012)

dark grey – 16.66 Hz alternating current; light grey – direct current or AC 50 Hz

Sygnatury naturalnych zjawisk

Trzy główne naturalne źródła sygnałów pozostawiające charakterystyczne sygnatury w DWD to burze magnetyczne, wzbudzenia wnętrza rezonatora IAR (rys. 11) oraz rezonanse Schumanna wzbudzone przez wyładowania atmosferyczne (rys. 12). Dwa pierwsze zjawiska nie są obserwowane codziennie. Częstość ich występowania na przestrzeni miesięcy i lat zależy w dużej mierze od stanu magnetosfery i jonosfery, na które największy wpływ ma aktywność Słońca (Zięba, Nieckarz 2014).

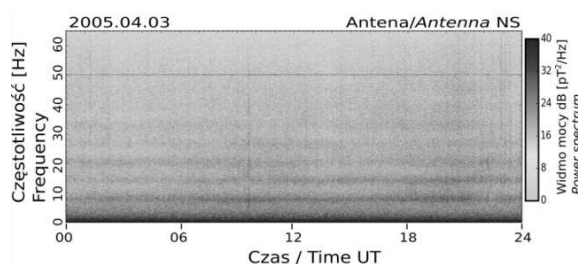


Rys. 11. Dobowe widma dynamiczne (DWD) obliczone w zakresie częstotliwości od 0,03 do 5 Hz

na górnym panelu pokazano DWD obliczone dla doby 17.04.2005 roku z widocznymi pulsacjami PC w godzinach od 00.00 do 09.00 UT; na dolnym panelu pokazano DWD obliczone dla doby 21.09.2005 roku z wyraźnie zarysowanymi pikami rezonansu IAR występującymi w godzinach od 18.00 do 24.00 UT

Daily Pulsar Dynamic Spectra (DDS) calculated in the frequency range from 0.03 to 5 Hz

top panel DDS for 17 April 2005 with PC pulsations between 00.00 and 09.00 UT; bottom panel DDS for 21 September 2005 with clearly outlined IAR peaks between 6.00 PM and 12.00 PM UT



Rys. 12. Dobowe widmo dynamiczne (DWD) obliczone dla doby 03.04.2005 roku w zakresie częstotliwości od 0,03 do 65 Hz

najczęściej przez całą dobę widoczne są wyraźnie pierwsze 3 piki rezonansu Schumanna w postaci wzmocnień sygnału (tutaj ciemne poziome smugi) na częstotliwościach 8,0, 14,3, 20,5 Hz

Daily dynamic spectrum (DDS) on 3 April 2005 calculated for the range of 0.03 to 65 Hz

typically, the daily spectrum clearly features the first three Schumann resonance peaks in the form of strengthened signals (here as dark horizontal smudges) at frequencies 8.0, 14.3 and 20.5 Hz

Ciągła obecność rezonansów Schumanna w DWD, niezależnie od pory dnia i sezonu, jest wynikiem stale utrzymującej się aktywności burzowej na globie. Na podstawie obserwacji satelitarnych oszacowano (Christian i in. 2003), że

średnia częstość wyładowań doziemnych wynosi 44 wyładowania na sekundę.

Ciągle występujące wyładowania zasilają w energię rezonator złożony z powierzchni Ziemi i jonosfery. Dla fal w zakresie częstotliwości ELF oba te obiekty stanowią bardzo dobre lustro. Amplituda prążków rezonansowych odzwierciedla częstość wyładowań na globie. Obserwuje się też niewielkie przesunięcia maksimów tych prążków na osi częstotliwości. Dla przykładu zmiany te w przypadku pierwszego piksu rezonansowego wahają się od 7,7 do 8,2 Hz i jest to zależne od aktywności Słońca (Kułak i in. 2003).

Miasta – dominujące źródło zanieczyszczeń EM

Analizując antropogeniczne źródła fal EM pod względem ich geometrii, możemy wyróżnić trzy grupy:

a) o charakterze punktowym (rozdzielnie, transformatorownie, zwarte obszary zakładów przemysłu ciężkiego),

b) liniowym (sieci energetyczne, elektryczne trakcje kolejowe, inne intensywnie użytkowane szlaki komunikacji samochodowej) oraz

c) o charakterze powierzchniowym (miasta i aglomeracje miejskie).

Wśród nich dominującymi źródłami zanieczyszczeń EM utrudniającymi badania naturalnych zjawisk i procesów w paśmie ELF są niewątpliwie miasta. Z badań terenowych, które przeprowadziła krakowska grupa ELF wynika, że stosunkowo łatwe jest znalezienie na obszarze Polski miejsca znacznie oddalonego od sieci energetycznej, dużych szlaków komunikacyjnych i zakładów przemysłowych. Niestety najtrudniejszym do spełnienia warunkiem jest znalezienie miejsca, w którym wpływ emisji fal ELF z miast byłby na tyle mały, aby umożliwił wykonanie wartościowych pomiarów.

W pewnym stopniu, o przestrzennym zasięgu zanieczyszczeń elektromagnetycznych pochodzących od miast i terenów zurbanizowanych można wnioskować na podstawie mapy sztucznej jasności nocnego nieba. Obszerne opracowanie w tym zakresie przedstawiono w pracy (Cinzano i in. 2001). Dotyczy ona sztucznej jasności nocnego nieba, którą zaprezentowano w formie atlasu dla całej Ziemi. Podobne obserwacje i zdjęcia wykonane z pokładu ISS (ang. International Space Station) dostępne są na stronie (<http://earthobservatory.nasa.gov/features/CitiesAtNight/>). Łatwo na nich zauważyć wyróżniające się ogromne obszary polskich miast i terenów do nich przyległych, które

w wielu przypadkach zlewają się ze sobą tworząc duże aktywne elektromagnetycznie regiony (np. aglomeracja górnośląska i Kraków). W świetle tych danych jedynie obszary środkowej części Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego oraz wschodniej przygranicznej części Polski posiadają perspektywę występowania małych i akceptowalnych zakłóceń elektromagnetycznych. Są to jednocześnie regiony gdzie nie ma dużych ośrodków miejskich i przemysłowych. Potwierdza to negatywną rolę miast jako czynnika znacznie ograniczającego swobodę w budowie i instalowaniu nowych stacji ELF w Polsce.

Wnioski

Przeprowadzona analiza danych zgromadzonych przez stację Hylaty w latach 2005–2014 wskazuje na poprawny wybór miejsca jej lokalizacji. Natężenia linii spektralnych 16,66, 50 i 60 Hz, które są skutkiem działalności człowieka, utrzymują się w przybliżeniu na stałym poziomie, a co ważniejsze nie wzrastają. Dzięki temu stacja Hylaty ma dobrą perspektywę na gromadzenie wartościowych pomiarów w najbliższych latach. Największe ograniczenia i utrudnienia w spektralnej analizie danych wprowadza linia 50 Hz, z powodu swego dużego natężenia. W okresach swej największej amplitudy zawęża analizę widma z zakresu 0,03–55 Hz do 0,03–45 Hz, a w niektórych okresach do 40 Hz. Pozostałe linie antropogeniczne są widoczne w widmach mocy dopiero po ich uśrednieniu, z co najmniej 30-minutowego okresu pomiaru i nie stanowią one obecnie dużego utrudnienia w analizie danych gromadzonych przez stację Hylaty.

Duże ośrodki miejskie i aglomeracje wprowadzają zakłócenia antropogeniczne, które promieniują na tyle silnie, że uniemożliwiają gromadzenie wartościowych pomiarów naturalnych pól magnetycznych w odległości rzędu 100 km od ich granic. Zastosowana wstępna analiza problemu wykazała, że nowe czyste elektromagnetycznie lokalizacje znajdują się jedynie na obszarach środkowej części Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego oraz wschodniej przygranicznej części Polski.

Praca została dofinansowana przez granty nr NCN-2012/04/M/ST10/00565 oraz N N306 039040 przyznane przez Narodowe Centrum Nauki, a także przez grant UJ-WFAIS-FOCUS 139/F/ZN/2016.

Literatura

- Bogucki Jan, Andrzej Chudziński, Justyn Połujan. 2007. „Emisja elektromagnetyczna urządzeń w praktyce”. *Telekomunikacja i Techniki Informacyjne* 1-2: 85-95.
- Christian Hugh J., Richard J. Blakeslee, Dennis J. Boccippio, William L. Boeck, Dennis E. Buechler, Kevin T. Driscoll, Steven J. Goodman, John M. Hall, William J. Koshak, Douglas M. Mach, Michael F. Stewart. 2003. „Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector”. *Journal of Geophysical Research* 108 (D1): ACL 4-1–ACL 4-15.
- Cinzano Pierantonio, P. Fabio Falchi, Christopher D. Elvidge. 2001. „The first World Atlas of the artificial night sky brightness”. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 328: 689-707.
- Frey Sheilah. 2012. *Railway Electrification Systems & Engineering*. First Edition. Delhi: White Word Publications.
- Kulak Andrzej, Stanisław Zięba, Stanisław Micek, Zenon Nieckarz. 2003. „Solar variations in extremely low frequency propagation parameters: 1. A two-dimensional telegraph equation (TDTE) model of ELF propagation and fundamental parameters of Schumann resonances”. *Journal of Geophysical Research* 108 (A7): 1270, doi:10.1029/2002JA009304.
- Kulak Andrzej, Jerzy Kubisz, Sławomir Klucjasz, Adam Michalec, Janusz Młynarczyk, Zenon Nieckarz, Michał Ostrowski, Stanisław Zięba. 2014. „Extremely low frequency electromagnetic field measurements at the Hylaty station and methodology of signal analysis”. *Radio Science* 49 (6): 361-370.
- Neska Mariusz, Gabriella Sători. 2006. „Obserwacje rezonansu Schumanna w polskiej stacji polarnej na Spitsbergenie oraz w obserwatorium geofizycznym w Belsku”. *Przegląd Geofizyczny* LI (3-4): 189-198.
- Nieckarz Zenon, Piotr Koperski, Andrzej Kulak, Jerzy Kubisz, Adam Michalec. 2015. The spectral image of the electromagnetic field oscillations in the ULF range on the Earth's surface, as the monitor of the dynamics of energy particles around it. W: *Astroparticle Physics in Poland*, 11–13.05.2015, Warsaw, Poland.
- Nieckarz Zenon, Stanisław Zięba, Andrzej Kulak, Adam Michalec. 2009. „Study of the Periodicities of Lightning Activity in Three Main Thunderstorm Centers Based on Schumann Resonance Measurements”. *Monthly Weather Review* 137 (12): 4401-4409.
- Owsiak Dawid. 2008. Pola elektromagnetyczne niejonizujące. W: Elżbieta Kochańska (red.) *Raport o stanie środowiska województwa warmińsko-mazurskiego w 2007 roku*, 109-112. Olsztyn: Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska.
- Polyakov Sergey V. 1976. On properties of an ionospheric Alfvén resonator. W: *Symposium KAPG on Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 3: 72–73. Moscow: Nauka.
- Raporty, 2015, Polskie Sieci Elektroenergetyczne, <http://www.pse.pl/index.php?modul=8&y=2015&m=11&id_rap=212>.
- Schumann Winfried O. 1952. „On the free oscillations of a conducting sphere, which is surrounded by an air layer and an ionospheric shell [in German]”. *Z. Naturforschung* 7a: 149-154.
- Williams Earle R. 1992. „The Schumann resonance: A global tropical thermometer”. *Science* 256 (5060): 1184-1187.
- Zięba Stanisław, Zenon Nieckarz. 2014. „Sunspot Time Series: Passive and Active Intervals”. *Solar Physics* 289 (7): 2705-2726.

Summary

An increase in electromagnetic radiation, across all frequency bands, has been one of multiple effects of recent developments in the power supply to rapidly growing urban areas in Poland. This has impacted measurements in a range of scientific disciplines, such as astronomy, geophysics, physics of the atmosphere and meteorology, which use electromagnetic observations as research tools.

The paper introduces a methodology used by the Krakow-based ELF group since 1992 to measure the magnetic component of the ELF (below 3000 Hz) (<http://www.oa.uj.edu.pl/elf/index.html>). The efforts began with expedition measurements that have identified the best location for a fixed measurement station. It was established in 2005, near Zatwarnica in the Bieszczady Mountains, and named after its location in the Hylaty stream valley. The methodology of analysis is also discussed with the signal spectrum being the main tool used to determine data quality and thus providing a quantitative way of assessing the contribution of human-originated electromagnetic contamination in the ELF band, namely large urban areas, power grids and electric railway lines.

The paper analyses the quality of the data collected using the results of measurements taken at Hylaty in 2004–2015. Examples of dynamic spectra are also shown featuring signatures from phenomena and processes in the atmosphere, ionosphere and magnetosphere. Atmospheric discharges, which occur at a rate of 44 per second

on a global scale, are the dominant natural source of electromagnetic waves in the atmosphere. This activity induces the spherical Earth-ionosphere resonator and, as a result, the EM wave spectrum reveals characteristic peaks known as the Schumann resonance (with the first peak of ~ 8.0 Hz). Another highly characteristic, but rarely observed signature is provided by peaks from the induction of the Ionospheric Alven Resonator (IAR) cavity. These peaks have a frequency between 1 and 5 Hz. The resonator consists of two layers of the ionosphere with a high electron density gradient. The IAR can only be observed in the evening and at night and only during certain phases of solar

activity. The magnetosphere contributes ELF signals from so-called magnetic storms. They are triggered by changes in the solar wind, which cause distortions in the Earth's magnetic fields resulting in a broadband increase in the registered signal across the 1–3 Hz frequency.

The study concludes that contamination from cities and other urban areas makes their spatial location key in the search for electromagnetically pure areas. The authors identified such potential areas to be located in the central sections of the Pomeranian and Masurian lake districts and along sections of the eastern Polish border.

RECENZENCI

Andrzej Arażny	Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
Ewa Bednorz	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Zuzanna Bielec-Bąkowska	Uniwersytet Śląski
Krystyna Bryś	Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu
Bogdan Chojnicki	Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu
Małgorzata Czarnecka	Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie
Krzysztof Fortuniak	Uniwersytet Łódzki
Katarzyna Jabłońska	Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
Krzysztof Jarzyna	Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach
Małgorzata Kleniewska	Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie
Kazimierz Kłysik	Uniwersytet Łódzki
Leszek Kolendowicz	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Krzysztof Kozak	Instytut Fizyki Jądrowej PAN
Krzysztof Kozuchowski	Uniwersytet Łódzki
Janusz Krzyściń	Instytut Geofizyki PAN
Magdalena Kuchcik	Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Jacek Leśny	Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu
Lech Łobocki	Politechnika Warszawska
Ewa Łupikasza	Uniwersytet Śląski
Szymon Malinowski	Uniwersytet Warszawski
Dorota Matuszko	Uniwersytet Jagielloński
Mirosław Miętus	Uniwersytet Gdański
Marek Nowosad	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Katarzyna Piotrowicz	Uniwersytet Jagielloński
Joanna Pociask-Karteczka	Uniwersytet Jagielloński
Agnieszka Podstawczyńska	Uniwersytet Łódzki
Marek Półrolniczak	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Rajmund Przybylak	Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
Tadeusz Przylibski	Politechnika Wrocławska
Anna Styszyńska	Politechnika Gdańska
Mariusz Szymanowski	Uniwersytet Wrocławski
Joanna Uscka-Kowalkowska	Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
Agnieszka Wypych	Uniwersytet Jagielloński
Elwira Żmudzka	Uniwersytet Warszawski