

Prądnik. Prace Muz. Szafera	28	101–116	2018
-----------------------------	----	---------	------

ZBIGNIEW CAPUTA

ul. Ks. A. Ficka 4/1, 40–421 Katowice  
caputazbigniew@gmail.com

**ZWIĄZKI WIELKOŚCI ZACHMURZENIA ZE SKŁADNIKAMI  
BILANSU PROMIENIOWANIA NA OBSZARZE ZURBANIZOWANYM  
REGIONU KATOWICKIEGO**

**The dependencies between the components of radiation balance  
in the urbanized area of Katowice Region**

**Abstract.** On the basis of radiation measurements conducted at university station WNoZ Sosnowiec and observation of cloudiness at IMGW Katowice-Muchowiec station, the dependencies between the components of radiation balance and the amount of cloudiness for urbanized area were determined. On the basis of the series of measurements in 1999–2001, statistical analysis of the strength of the relation between the radiation and cloudiness was determined. In order to test the impact of the cloudiness level on the components of radiation balance, correlation matrix based on Pearson correlation coefficient was prepared. The values of the correlation coefficient calculated between the  $O^*$  balance value and the amount of cloudiness showed large variability. They took positive values for winter season and negative for other seasons. The summer season was distinguished with large values of the correlation coefficient ( $r = 0.64$ ) between the daily balance in the full spectral range and the amount of cloudiness.

**Key words:** radiation balance, cloudiness, urbanized area, Katowice Region

WSTĘP

Zachmurzenie uwarunkowane przez czynniki związane z ogólną cyrkulacją atmosfery, oddziałuje bardzo silnie na pozostałe elementy klimatu (Matuszko, Węglarczyk 2015; Niedźwiedz 2000b; King i in. 1999; Petty 2001; Weare 2001). Bezpośrednio z nim związany jest czas trwania usłonecznienia, wpływa na wielkość sum promieniowania całkowitego i modyfikuje dopływ i straty promieniowania długofalowego, a tym samym warunkuje rozkład i strukturę bilansu promieniowania (Paszyński i in. 1999; Matuszko 2009, 2012a,b). Najnowsze badania wskazują na rosnący wpływ zachmurzenia na postępujące globalne ocieplenie (Eastman, Warren 2013; Norris i in. 2016) (przesunięcie burz w kierunku biegunów – mniejsza ilość promieniowania, z kolei większa grubość chmur wiąże się z większą absorpcją promieniowania elektromagnetycznego, przez co więcej energii pozostaje w atmosferze). Dlatego ważne jest rozpoznanie związków zachmurzenia z poszczególnymi składnikami bilansu promieniowania na obszarze dużej zmienności warunków zachmurzenia.

Położenie Regionu Katowickiego, podobnie jak i całej Polski w strefie umiarkowanej, decyduje o dużej zmienności warunków pogodowych na tym obszarze, co wiąże się z bardzo częstym i aktywnym przepływem powietrza z zachodu i stosunkowo szybkim przemieszczaniem się kolejnych układów barycznych. Obszar ten jest także miejscem ścierania się wilgotnych mas powietrza znad Atlantyku z bardziej suchymi masami kontynentalnymi (Niedźwiedź 1981; Niedźwiedź, Małarzewski 2016). Szczególną uwagę w tym opracowaniu zwrócono na wpływ zachmurzenia na przebieg poszczególnych strumieni promieniowania i strukturę bilansu promieniowania dla warunków standardowych.

## METODA BADAŃ

Pomiary promieniowania były wykonywane na stacji WNoZ w Sosnowcu w warunkach standardowych (teren płaski, niezacieniony) w obszarze zabudowy podmiejskiej. Czujnik CNR składał się: z dwóch pyranometrów CM3 przykrytych kopułką szklaną przezroczystą dla promieniowania krótkofalowego (305–2 800 nm), oraz dwóch pyrgeometrów CG3 pod silikonowym filtrem przezroczystym dla promieniowania długofalowego (5 000–50 000 nm) umieszczony 150 cm nad powierzchnią trawiastą. Dane rejestrowano w postaci średnich 10 minutowych wartości w  $\text{Wm}^{-2}$  oraz sum dobowych składników bilansu promieniowania ( $K_{\downarrow}$ ,  $K_{\uparrow}$ ,  $L_{\downarrow}$ ,  $L_{\uparrow}$ ,  $K^*$ ,  $L^*$ ) wyrażonych w  $\text{MJm}^{-2}$ . Saldo promieniowania w pełnym zakresie widma obliczono zgodnie z równaniem  $Q^* = K^* + L^* = K_{\downarrow} - K_{\uparrow} + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow})$  (gdzie:  $K_{\downarrow}$  – promieniowanie słoneczne całkowite,  $K_{\uparrow}$  – promieniowanie słoneczne odbite,  $L_{\downarrow}$  – promieniowanie zwrotne atmosfery,  $L_{\uparrow}$  – promieniowanie długofalowe uchodzące od powierzchni czynnej ku górze). Dodatkowo wyróżniono strumienie promieniowania dziennego i nocnego oraz saldo dzienne  $Q^*_d$  i nocne  $Q^*_n$ . Za wyznacznik dnia przyjęto wartości strumienia  $K_{\downarrow} > 3 \text{ Wm}^{-2}$ . W całej pracy przyjęto zasadę przedstawiania na wykresach strumieni  $K_{\uparrow}$  i  $L_{\uparrow}$  jako wartości ujemnych. Było to związane z obliczaniem salda promieniowania, gdzie te właśnie strumienie były umieszczone po stronie ubytków w równaniu bilansu promieniowania.

Następnie wykonano analizy statystyczne dla sum dobowych zarejestrowanych na powierzchni standardowej. Sprawdzono rozkłady zmiennych wraz z ich testowaniem przy wykorzystaniu programu Statistica for Windows 5.1 StatSoft, Inc (1997). Stwierdzono, iż charakteryzowały się one rozkładami normalnymi poza wartościami dla  $K_{\downarrow}$ ,  $K_{\uparrow}$  oraz  $K^*$ . Długa seria danych (ponad 800), z nielicznymi brakami, pozwoliła na zastosowanie twierdzenia o rozkładzie granicznym i standaryzowanie danych. Ze względu na różną długość dnia w ciągu roku, jak również zmienną wysokość Słońca na horyzontem postanowiono podać sumyienne standaryzacji ze zmienną wagoną długości dnia (nocy dla strumieni nocnych). Standaryzację zmiennych wykonano dla poszczególnych miesięcy roku w wyżej wymienionym programie stosując wzór:

wartość standaryzowana = (wartość sumy – średnia sum) / odchylenie standardowe

Tak przygotowane dane opracowano statystycznie wyznaczając współczynnik korelacji i wykresy rozrzutu między nimi.

Dla analizy zmienności dobowej strumieni promieniowania wybrano dni biorąc pod uwagę wielkość pokrycia nieba przez chmury. Jako najciekawsze (charakteryzujące się dużymi kontrastami), a uzasadnione dla celów porównawczych, wybrano sytuacje, kiedy średnie zachmurzenie dobowe było mniejsze lub równe 3 (w teście oraz na wykresach użyto

oktantów jako skali do wyrażenia wielkości zachmurzenia). Przebiegi dobowe natężenia promieniowania posłużyły do analizy i porównania stosunków radiacyjnych w warunkach atmosfery o małym zachmurzeniu. Osobno poddano analizie dni o pełnym zachmurzeniu.

W celu zbadania wpływu wielkości zachmurzenia na składniki bilansu promieniowania sporządzono macierz korelacyjną posługując się współczynnikiem Pearsona. Wykorzystano godzinne wartości zachmurzenia zanotowane na stacji Katowice-Muchowiec i standaryzowane sumy dobowe składników bilansu promieniowania. Obliczono średnie wartości zachmurzenia dzienne, nocne i dobowe. Ze względu na silny wpływ zachmurzenia piętra niskiego w przebiegach dobowych (omówionych niżej), a mniejszy wpływ chmur przeświecających postanowiono wydzielić typ zachmurzenia niskiego oznaczając go jako Ncl. Wartość Ncl obliczono na podstawie średniego zachmurzenia chmurami piętra niskiego (CL) z uwzględnieniem chmur *Nimbostratus* (CM = 2). W ten sposób pominięto pozostałe zachmurzenie piętra średniego i wysokiego (CM i CH). N – średnie zachmurzenie przez wszystkie chmury. W tabelach kursywą zaznaczono brak istotności statystycznej.

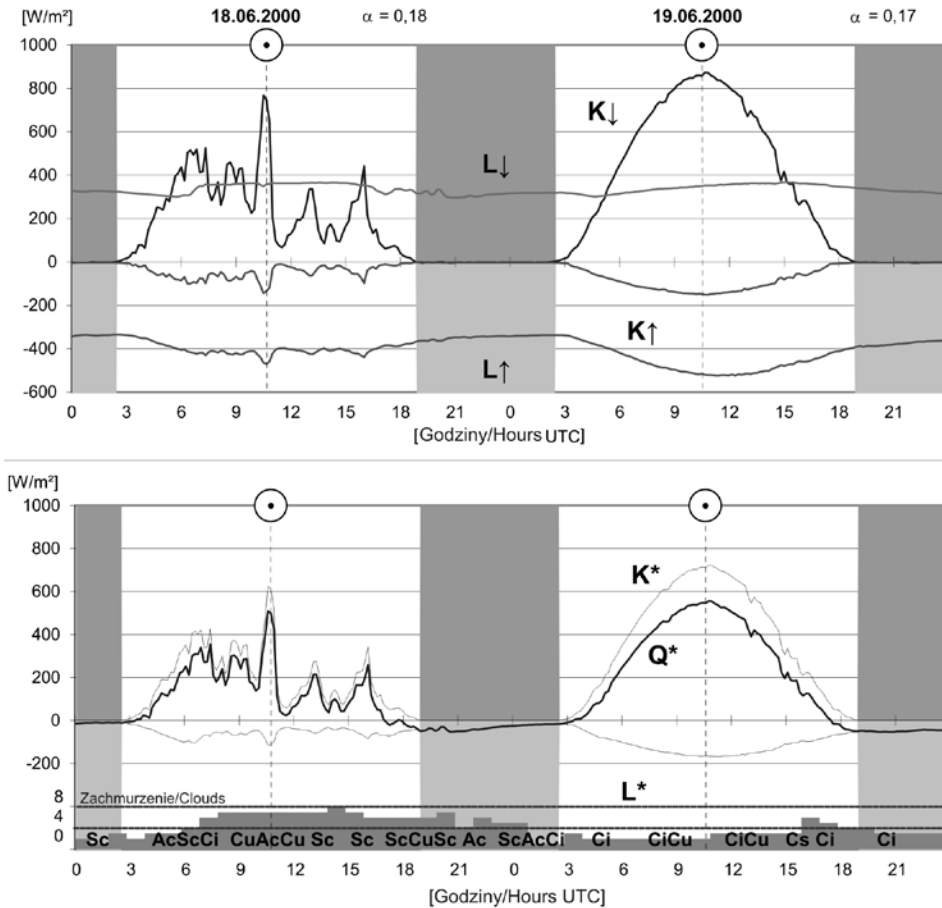
## WYNIKI POMIARÓW

### Zachmurzenie jako główny czynnik modyfikujący bilans promieniowania

Zachmurzenie tak w dzień jak i w nocy było czynnikiem kształtującym strukturę bilansu radiacyjnego badanego obszaru (ryc. 1). Przedstawiony przykład (18–19.06.2000) był typowy dla okresu letniego, gdy po dniu o zmiennym zachmurzeniu następował dzień pogodny. Średnie zachmurzenie pierwszego dnia wyniosło 5,3 i dominowały chmury *Stratocumulus* i *Cumulus* o podstawach na różnych poziomach (1000–1500 m). W godzinach przedpołudniowych nastąpił intensywny rozwój chmur *Stratocumulus* i rozpościeranie się *Cumulus*, które pokryły prawie całe niebo w omawiany dzień. Zachmurzenie przede wszystkim ograniczyło dopływ strumienia  $K_{\downarrow}$ , a jego nierównomierny przebieg był związany z chwilowymi roz pogodzeniami jak również ze zwiększeniem udziału promieniowania rozproszonego (D). Różnica strumieni  $K_{\downarrow}$  i  $K_{\uparrow}$  osiągnęła stosunkowo niskie wartości salda  $K^*$  (w stosunku do dnia pogodnego). Chłodna powierzchnia czynna charakteryzowała się małym strumieniem  $L_{\uparrow}$ , a przebieg salda  $L^*$  nawiązywał do wzrostów strumienia  $K_{\downarrow}$ . Saldo  $L^*$  dla okresu pochmurnego (12:00–23:00) było wyrównane, przy średniej wartości  $-50 \text{ Wm}^{-2}$ , a w porze nocnej równe saldu  $Q^*$ . Zatem, gdy w porze nocnej saldo  $Q^*$  było małe i równe  $-0,9 \text{ MJm}^{-2}$ , zachmurzenie uniemożliwiało silne wychładzanie powierzchni Ziemi.

Średnie zachmurzenie w dniu pogodnym (19.06.2000) wynosiło 3, jednak dominowały chmury piętra wysokiego (*Alto cumulus* przeświecający, *Cirrus* włóknisty). Takie zachmurzenie nie zakłócało dobowego przebiegu strumieni promieniowania, nawet przez fakt silniejszego rozpraszania na przeświecających warstwach chmur.

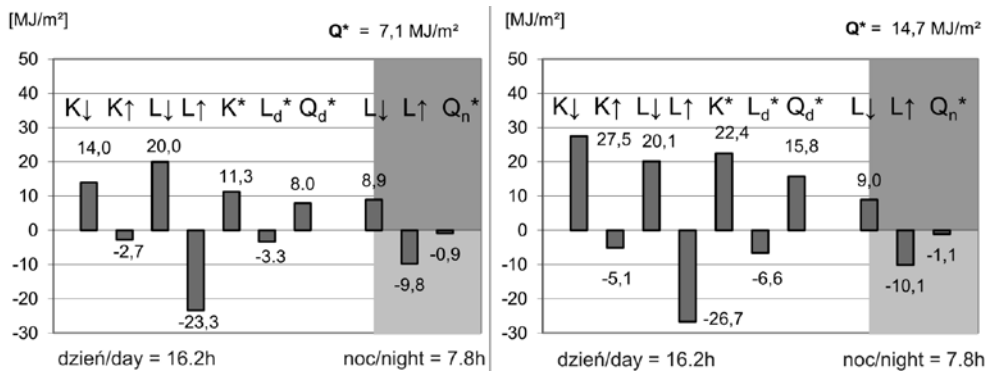
Duży strumień  $L_{\uparrow}$  wskazywał na wyższą emisyjność powierzchni i osiągał stosunkowo duże wartości salda  $L^*$ . Współczynnik emisyjności atmosfery był stosunkowo mały, gdy niebo było bezchmurne i wynosił około 0,75, natomiast gdy niebo było pokryte chmurami wartość współczynnika zbliżała się do jedności (Roulet i in. 1999). W godzinach nocnych (19:00–24:00) saldo  $Q^*$  przyjmowało najniższe wartości ( $-60 \text{ Wm}^{-2}$ ) i było efektem wypromieniowania powierzchni skierowanego w nieograniczoną chmurami atmosferę.



Rys. 1. Przebieg dobowy natężenia promieniowania – WNoZ, Sosnowiec. Dominujące zachmurzenie oznaczają skróty: St – *Stratus*, Sc – *Stratocumulus*, Cb – *Cumulonimbus*, Cu – *Cumulus*, Ac – *Alto cumulus*, Ci – *Cirrus*. 18.06.2000 – dzień pochmurny, 19.06.2000 – dzień pogodny

Fig. 1. The daily course of radiation – WNoZ Sosnowiec. The following abbreviations refer to dominating cloudiness: St – *Stratus*, Sc – *Stratocumulus*, Cb – *Cumulonimbus*, Cu – *Cumulus*, Ac – *Alto cumulus*, Ci – *Cirrus*. 18.06.2000 – cloudy day, 19.06.2000 – fine day

Rozpatrując strukturę bilansu promieniowania stwierdzono, że dzień pogodny charakteryzował się większym strumieniem  $K_{\downarrow}$  o  $13,5 \text{ MJm}^{-2}$  niż dzień pochmurny, co stanowiło prawie 50%. Przy tej samej wartości albedo ( $\alpha$ ) dla rozpatrywanych dni, notowano dwukrotnie większą wartość strumienia  $K^*$  w dniu pogodnym (ryc. 2). Konsekwencją tej wymiany promieniowania między atmosferą a powierzchnią czynną, było nagrzewanie się powierzchni i większa ilość energii cieplnej emitowanej przez powierzchnię Ziemi przy tej samej ilości promieniowania  $L_{\downarrow}$ . Saldo dzienne  $L^*$  i  $Q^*$  uzyskało odpowiednio wartości  $-6,5$  oraz  $15,9 \text{ MJm}^{-2}$ , co stanowiło dwukrotnie więcej niż w dniu pochmurnym. Mniejsze wahania promieniowania obserwowano nocą. Wyróżniało się jedynie silne wypromieniowanie nagrzanej powierzchni czynnej, co wyraża się wartością ujemną salda nocnego  $Q^*_n = -1,1 \text{ MJm}^{-2}$  w czasie pogodnej nocy.



Rys. 2. Struktura bilansu promieniowania w dniu pochmurnym 18.06.2000 (po lewej) oraz w dniu pogodnym 19.06.2000 (po prawej). WNoZ, Sosnowiec

Fig. 2. The structure of the radiation balance on a cloudy day 18.06.2000 (left) and fine day 19.06.2000 (right). WNoZ, Sosnowiec

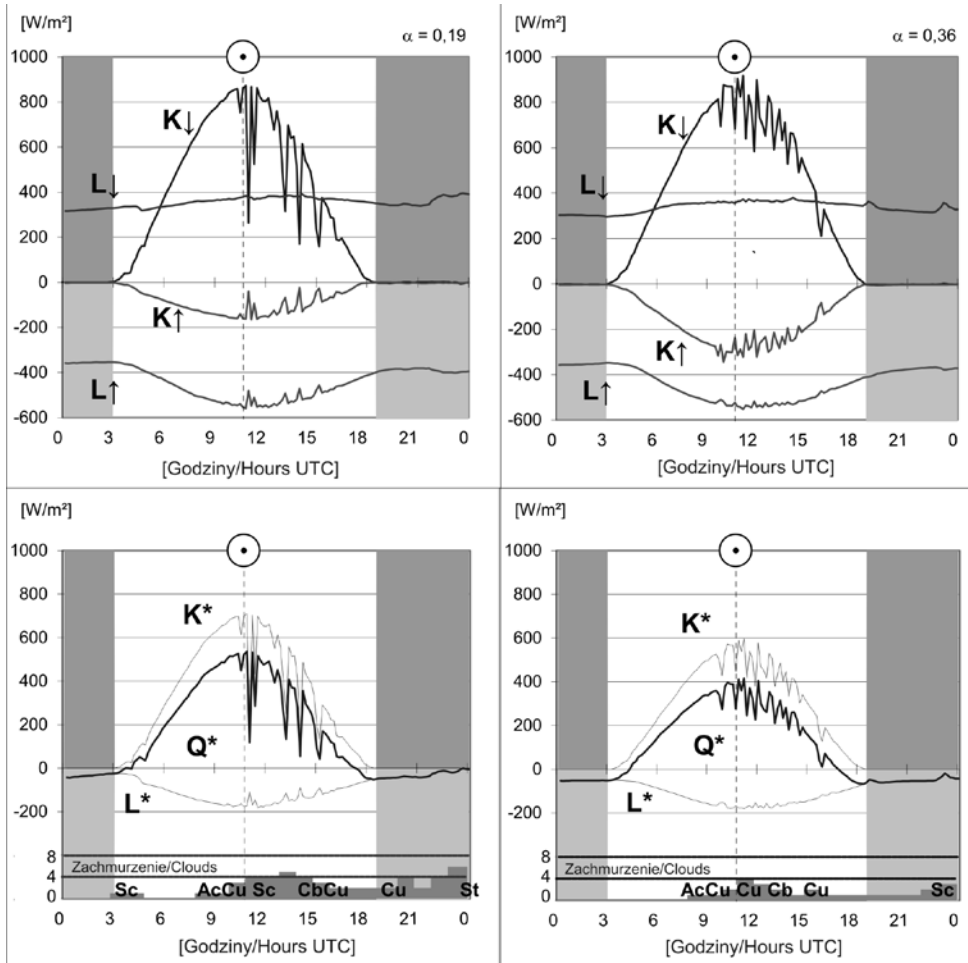
Rozpatrując bardziej skrajne warunki, tzn. dzień o całkowitym zachmurzeniu chmurami typu *Stratus*, obserwowano znikomą wymianę promieniowania między atmosferą a podłożem w zakresie krótkofalowym. Dla przykładu w dniu zimowym (14.01.2000) wartości strumieni  $K_{\downarrow}$ ,  $K_{\uparrow}$ ,  $K^*$ ,  $L^*$ ,  $Q_d^*$ ,  $Q_n^*$  nie przekraczały  $1,0 \text{ MJm}^{-2}$ , co stanowiło 16%  $K_{\downarrow}$  w stosunku do dnia pogodnego (13.01.2000).

Przebieg dobowy składników bilansu promieniowania jest nie tylko uzależniony od stopnia pokrycia nieba przez chmury ale również od typu zachmurzenia. Chmury kłębiaste nawet w małej liczbie znacząco przesłaniają strumień  $K_{\downarrow}$  (ryc. 3).

Przykładowo dzień 17.05.2000 charakteryzował się małym średnim zachmurzeniem 2,3. Zachmurzenie jakie miało miejsce w godzinach popołudniowych nastąpiło wskutek rozwijających się chmur kłębiastych typu *Cumulus*. Chmury te znacznie zmniejszyły  $K_{\downarrow}$ , dla przykładu amplituda średnich 10 minutowych między godzinami 10:50 (niezasłonięte Słońce) i 11:00 (wpływ chmur kłębiastych) wyniosła  $650 \text{ Wm}^{-2}$ .

Dni poprzedzające omawiany przypadek były pogodne i o małym udziale chmur kłębiastych, co zaznaczyło się wyższymi wartościami salda  $Q^*$ . Biorąc pod uwagę dzień (14.05.2000) o średnim zachmurzeniu 2,3 oktanta, gdy udział chmur kłębiastych był znikomy, a dominowało zachmurzenie piętra wysokiego (*Cirrus* we włóknach, gęsty, *Cirrus* w kłaczkach, *Cirrostratus* niezaciągający nieba) wtedy saldo  $Q^*$  notowano  $12,8 \text{ MJm}^{-2}$ , czyli o  $0,5 \text{ MJm}^{-2}$  więcej niż dla powyżej omawianego dnia 17.05.2000 i nieznacznie więcej niż w dniu pogodnym (13.05.2000). Przywołany przykład ilustruje również zachmurzenie nad aglomeracją miejską przy zwiększonym zmętnieniu atmosfery. Natomiast w tym samym dniu w niewielkiej odległości (20 km) obserwowano chmury kłębiaste i dużą przezroczystość atmosfery.

Nie wszystkie rodzaje chmur, jak to wcześniej zostało wspomniane, równie intensywnie modyfikują strukturę bilansu promieniowania. Wielkość zachmurzenia była niewystarczającym wskaźnikiem rozkładu i natężenia promieniowania. Postanowiono zestawić: przebieg strumieni promieniowania z wielkością zachmurzenia, rodzajem chmur i ilością opadów (ryc. 4). Przykład pozwala prześledzić zmianę pogody od całkowitego zachmurzenia z występującym opadem, przez częściowe rozpozgodzenia aż do zaniknięcia chmur. Dzień pochmurny (25.02.2000) był typowym dniem „złej pogody”, z domina-

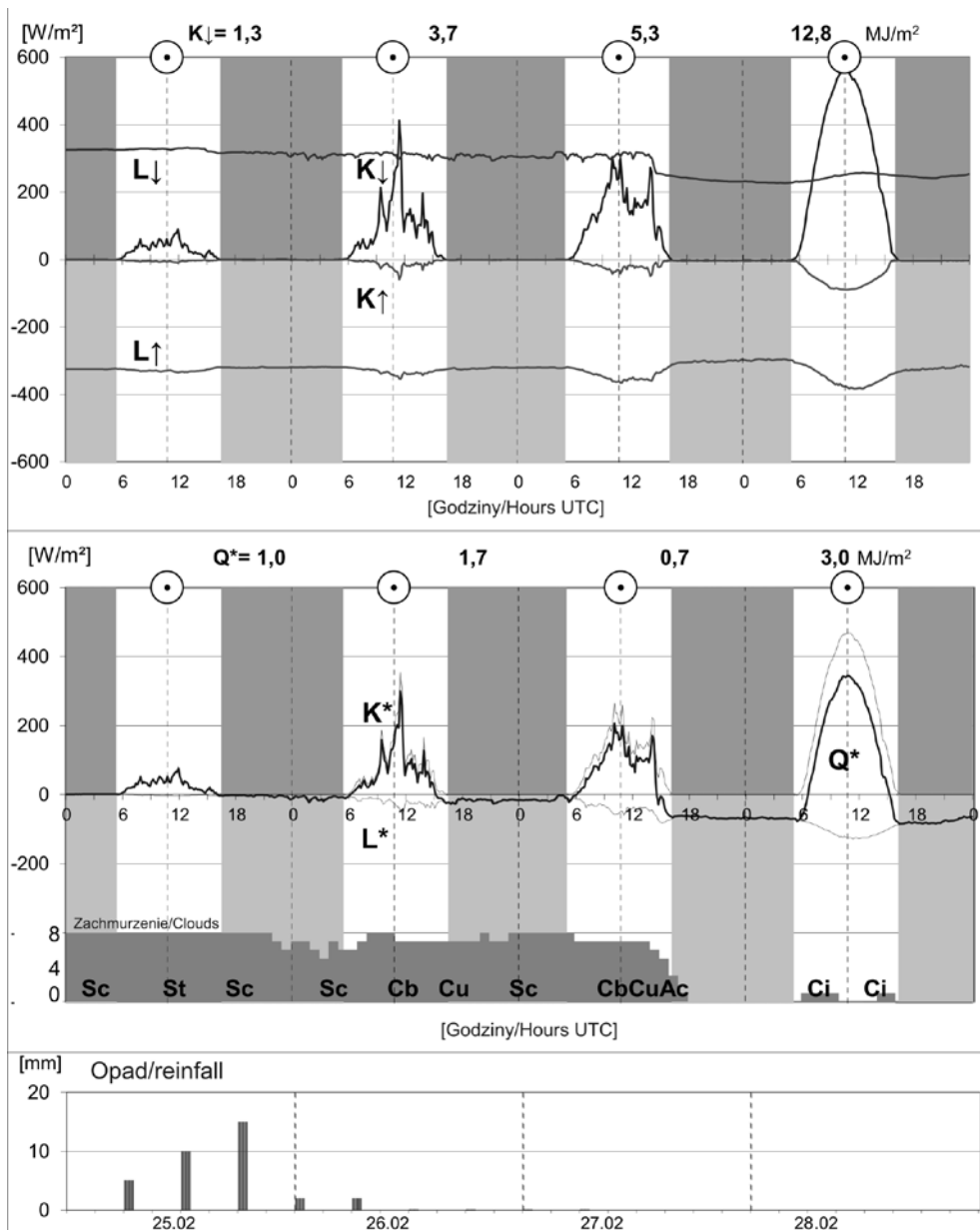


Rys. 3. Przebieg dobowy natężenia promieniowania – murawa WNoZ, Sosnowiec (po lewej) oraz powierzchnia piaszczysta na Pustyni Błędowskiej (po prawej) w dniu 17.05.2000

Fig. 3. Daily radiation balance components – grass (left) and open sand surface (right) on 17.05.2000

cją chmur *Stratus* i *Stratocumulus* oraz występowaniem deszczu i mżawki. Strumienie promieniowania charakteryzowały się mało zróżnicowanym przebiegiem między sobą, a na saldo  $Q^*$  decydujący wpływ wywarło promieniowanie D przy braku promieniowania bezpośredniego (S) docierającego do powierzchni czynnej.

W czasie drugiego dnia (26.02.2000) nastąpiły rozpogodzenia i chmury piętra niskiego przekształciły się w rozbudowane chmury kłębiaste *Cumulus*, a nawet *Cumulonimbus*. Mimo rozpogodzeń niebo było mocno zakryte chmurami piętra niskiego a średnia wielkość zachmurzenia wyniosła 7. W godzinach popołudniowych została zarejestrowana śladowa ilość opadu. Krótkotrwałe rozpogodzenia wpłynęły mocno na zwiększenie wartości strumieni  $K_{\downarrow}$  i  $L_{\uparrow}$ . Powierzchnia zeschniętej, szarej trawy pochłania  $K_{\downarrow}$ , a małą jego ilość odbija ( $\alpha = 0,13$ ). Saldo  $L^*$ , w tym dniu, osiągnęło niskie wartości, co było związane ze znacznym



Rys. 4. Przebieg dobowy natężenia promieniowania — WNoZ, Sosnowiec oraz wielkości zachmurzenia i ilości opadów na stacji IMGW Katowice – Muchowiec w dniach 25–28.02.2000

Fig. 4. The daily course of radiation – WNoZ, Sosnowiec and size of cloudiness and rainfall at IMGW Katowice-Muchowiec station on 25–28.02.2000

nawilżeniem powierzchni przez mżawkę padającą w tym dniu. Natomiast saldo  $Q^*$  miało przebieg różnicowany, głównym składnikiem był nadal strumień  $K_{\downarrow}$ , a wartość sumy dobowej wyniosła  $1,7 \text{ MJm}^{-2}$  i przekroczyła znacznie saldo  $Q^*$  dnia „złej pogody” ( $1 \text{ MJm}^{-2}$ ).

W trzecim dniu (27.02.2000) nastąpiła zmiana pogody spowodowana przejściem frontu. Nastąpiło to jednak w godzinach wieczornych, a całkowite roz pogodzenie miało miejsce po zachodzie Słońca. Dominowało kłębiaste zachmurzenie początkowo *Stratocumulus*, który przekształcił się w chmury *Cumulonimbus* i *Cumulus*, by w godzinach popołudniowych ustąpić miejsca chmurom piętra średniego *Alto cumulus*. Chmury postrzępione, małej rozpiętości, były częściowo przezroczyste dla promieniowania krótkofalowego. Wyszuszone powierzchnia (było to związane ze średnią prędkość wiatru nocą  $1,8 \text{ ms}^{-1}$ ) silniej emitowała niż powierzchnia wilgotna poprzedniego dnia, a różnica sum dobowych  $L^*$  wyniosła  $2,3 \text{ MJm}^{-2}$ . Tym samym, saldo  $L^*$  modyfikowało saldo promieniowania w pełnym zakresie widma do wartości  $0,7 \text{ MJm}^{-2}$ .

Ostatni z rozpatrywanych dni, dzień pogodny (28.02.2000), wyłączając chmury piętra wysokiego (*Cirrus*), był dniem z pogodą radiacyjną bez istotnego zmniejszenia promieniowania  $S$ . Przebieg strumieni promieniowania wzrastał dynamicznie po wschodzie Słońca, a suma dobowego saldo  $Q^*$  powierzchni murawy osiągnęła  $3 \text{ MJm}^{-2}$ . Poza niewątpliwym udziałem strumienia  $K_{\downarrow}$  ( $12,9 \text{ MJm}^{-2}$ ), na saldo  $Q^*$  miały wpływ: silny wiatr ( $2,8 \text{ ms}^{-1}$ ), który przez osuszenie podłoża zmniejszał jego temperaturę oraz  $\alpha = 0,16$ , promieniująca powierzchnia w zakresie długofalowym ( $28,6 \text{ MJm}^{-2}$ ).

## ZWIĄZKI WIELKOŚCI ZACHMURZENIA I SKŁADNIKÓW BILANSU PROMIENIOWANIA

Przeprowadzone analizy statystyczne wykazały silne powiązanie  $K_{\downarrow}$ ,  $K_{\uparrow}$  i  $K^*$  z wielkością zachmurzenia. Było ono zróżnicowane dla czterech sezonów (Tab. 1). (Pogrubioną czcionką wyróżniono wartości determinacji powyżej 49% przypadków.) Ujemne wartości współczynnika korelacji strumienia  $K_{\downarrow}$  z wielkością zachmurzenia potwierdzały duży wpływ chmur na strumień promieniowania  $S$  i  $K_{\downarrow}$ . Strumień  $K_{\downarrow}$  występował tylko w porze dziennej i z tego względu był dobrze skorelowany z dziennymi wartościami zachmurzenia  $N$  ( $r=0,72 \div 0,77$ ). Dla okresu lata wyliczono niższe wartości współczynnika determinacji ( $r^2=0,50 \div 0,52$ ), prawdopodobnie w czasie dni pochmurnych wyższy udział promieniowania  $D$  rekompensował brak strumienia  $S$ . Na uwagę zasługuje nieznacznie wyższy wpływ zachmurzenia  $N_{cl}$  na strumień  $K_{\downarrow}$  w okresie wiosny i jesieni. Oznacza to występowanie w tym okresie przeświecających chmur piętra średniego i wysokiego.

Zmienność strumienia  $K_{\uparrow}$  była wyjaśniona od 35% do 54% przypadków przez wartość zachmurzenia  $N$ . Wyjątek stanowił sezon zimowy, gdy pokrywa śnieżna mocno odbijała promieniowanie (a w czasie dni pochmurnych nawet promieniowanie  $D$ ), pomniejszając w ten sposób rolę zachmurzenia. Nie wpływało to istotnie na wartości współczynnika determinacji dla salda  $K^*$ . Jego wartość procentowa zmieniała się nieznacznie w ciągu roku od 44 do 52%.

Zaskakująco niskie wartości współczynnika korelacji obliczono dla strumieni długofalowych. Wcześniejsze rozważania wskazywały na dużo większy wpływ zachmurzenia na strumień  $L_{\downarrow}$  niż wynika to z obliczeń (6–13% przypadków). Ponownie wyjątek stanowi sezon zimowy, gdy wzrostem zachmurzenia  $N$  możemy wyjaśnić 31% przypadków wzrostu natężenia  $L_{\downarrow}$ . Na uwagę zasługuje większa liczba przypadków związana z zachmurzeniem piętra niskiego ( $N$ ) niż średniego i wysokiego ( $N_{cl}$ ).



Tylko w sezonie letnim zachmurzenie ujemnie wpływało na strumień  $L\uparrow$  ( $r^2$  przyjmując wartości od 25 do 30%). Natomiast zachmurzenie wpływało dodatnio na strumień  $L\downarrow$ , a ujemnie na strumień  $L\uparrow$ . Może to tłumaczyć duży wpływ zachmurzenia N na saldo  $L^*$ , dla przykładu latem 44%, a wiosną i jesienią 53% przypadków salda  $L^*$  mogło być spowodowane wpływem zachmurzenia (Tab. 2).

Dla salda dziennego  $Q^*_d$ , podobnie jak dla salda  $K^*$ , współczynnik korelacji przyjmował wartości ujemne od  $-0,48$  do  $-0,71$ . Wyjątek stanowił sezon zimowy, gdy tylko 8% przypadków wartości salda  $Q^*_d$  mogło być tłumaczone zachmurzeniem Ncl.

Obliczenia dla pory nocnej wskazywały na stosunkowo duże powiązania wartości składników nocnego bilansu promieniowania z zachmurzeniem. Zmienność salda  $Q^*_n$  w sezonie letnim mogło 22% przypadków tłumaczyć wpływ zachmurzenia Ncl, natomiast w pozostałych sezonach około 40% (Tab. 3).

Tab. 1. Macierz korelacji Pearsona ( $p < 0,05$ ) między dziennymi składnikami bilansu promieniowania a wielkością zachmurzenia. Oznaczenia w tekście

Table 1. Pearson correlation matrix ( $p < 0,05$ ) between daily components of the radiation balance and the amount of cloudiness. Designations in the text

A/ **Wiosna**, miesiące / **Spring**, months III, IV, V 1999–2001

Zmienna Variable		Dzień – Day						
		$K\downarrow$	$K\uparrow$	$L\downarrow_d$	$L\uparrow_d$	$K^*$	$L^*_d$	$Q^*_d$
Doba Daily time	N	<b>-,71</b>	<b>-,61</b>	,28	-,22	<b>-,68</b>	<b>,73</b>	<b>-,51</b>
	Ncl	<b>-,76</b>	<b>-,67</b>	,23	-,31	<b>-,71</b>	<b>,77</b>	<b>-,53</b>
Dzień Day	N	<b>-,74</b>	<b>-,67</b>	,35	-,16	<b>-,68</b>	<b>,75</b>	-,48
	Ncl	<b>-,80</b>	<b>-,73</b>	,27	-,28	<b>-,72</b>	<b>,79</b>	<b>-,52</b>

B/ **Lato**, miesiące / **Summer**, months VI, VII, VIII 1999–2001

Zmienna Variable		Dzień – Day						
		$K\downarrow$	$K\uparrow$	$L\downarrow_d$	$L\uparrow_d$	$K^*$	$L^*_d$	$Q^*_d$
Doba Daily time	N	<b>-,66</b>	<b>-,67</b>	-,02	<b>-,50</b>	<b>-,66</b>	<b>,63</b>	<b>-,64</b>
	Ncl	<b>-,67</b>	<b>-,68</b>	-,01	<b>-,52</b>	<b>-,67</b>	<b>,66</b>	<b>-,66</b>
Dzień Day	N	<b>-,72</b>	<b>-,72</b>	-,04	<b>-,55</b>	<b>-,72</b>	<b>,67</b>	<b>-,71</b>
	Ncl	<b>-,71</b>	<b>-,71</b>	-,03	<b>-,54</b>	<b>-,70</b>	<b>,67</b>	<b>-,69</b>

C/ **Jesień**, miesiące / **Autumn**, months IX, X, XI 1999–2001

Zmienna Variable		Dzień – Day						
		$K\downarrow$	$K\uparrow$	$L\downarrow_d$	$L\uparrow_d$	$K^*$	$L^*_d$	$Q^*_d$
Doba Daily time	N	<b>-,71</b>	<b>-,61</b>	,28	-,22	<b>-,68</b>	<b>,73</b>	<b>-,51</b>
	Ncl	<b>-,76</b>	<b>-,67</b>	,23	-,31	<b>-,71</b>	<b>,77</b>	<b>-,53</b>
Dzień Day	N	<b>-,74</b>	<b>-,67</b>	,35	-,16	<b>-,68</b>	<b>,75</b>	-,48
	Ncl	<b>-,80</b>	<b>-,73</b>	,27	-,28	<b>-,72</b>	<b>,79</b>	<b>-,52</b>

C/ **Zima**, miesiące / **Winter**, months XII, I, II 1999–2001

Zmienna Variable		Dzień – Day						
		K↓	K↑	L↓d	L↑d	K*	L* <sub>d</sub>	Q* <sub>d</sub>
Doba	N	<b>-,69</b>	-,41	,46	-,13	<b>-,68</b>	<b>,68</b>	-,32
Daily time	Ncl	<b>-,68</b>	-,37	,42	-,22	<b>-,68</b>	<b>,70</b>	-,31
Dzień	N	<b>-,77</b>	<b>-,53</b>	<b>,56</b>	-,05	<b>-,69</b>	<b>,72</b>	-,29
Day	Ncl	<b>-,77</b>	-,49	<b>,53</b>	-,14	<b>-,71</b>	<b>,76</b>	-,28

Tab. 2. Macierz korelacji Pearsona ( $p < 0,05$ ) między nocnymi składnikami bilansu promieniowania a wielkością zachmurzenia. Oznaczenia w tekście

Table 2. Pearson correlation matrix ( $p < 0,05$ ) between nocturnal components of the radiation balance and the amount of cloudiness. Designations in the text

A/ **Wiosna**, miesiące / **Spring**, months  
III, IV, V 1999–2001

Zmienna Variable		Noc – Night		
		L↓n	L↑n	Q*n
Noc	N	<b>,60</b>	,48	<b>,58</b>
Night	Ncl	<b>,63</b>	,49	<b>,63</b>

C/ **Jesień**, miesiące / **Autumn**, months  
IX, X, XI 1999–2001

Zmienna Variable		Noc – Night		
		L↓n	L↑n	Q*n
Noc	N	<b>,60</b>	,48	<b>,58</b>
Night	Ncl	<b>,61</b>	,48	<b>,61</b>

B/ **Lato**, miesiące / **Summer**, months  
VI, VII, VIII 1999–2001

Zmienna Variable		Noc – Night		
		L↓n	L↑n	Q*n
Noc	N	,45	,32	<b>,60</b>
Night	Ncl	,47	,34	<b>,61</b>

C/ **Zima**, miesiące / **Winter**, months  
XII, I, II 1999–2001

Zmienna Variable		Noc – Night		
		L↓n	L↑n	Q*n
Noc	N	<b>,60</b>	,42	<b>,63</b>
Night	Ncl	<b>,53</b>	,32	<b>,61</b>

Wartości współczynnika korelacji obliczone między wartościami salda  $Q^*$  i wielkością zachmurzenia wykazywały dużą zmienność. Przyjmowały wartości dodatnie dla sezonu zimowego i ujemne dla pozostałych okresów. Wyróżniał się sezon letni z dużymi wartościami współczynnika korelacji ( $r = 0,64$ ) między saldą dobową w pełnym zakresie widma a zachmurzeniem Ncl.

Powyższe wyniki badań z zastosowaniem analizy korelacyjnej wskazały, że rodzaj zachmurzenia był następnym po wielkości zachmurzenia elementem decydującym o saldzie promieniowania. Najsilniej zmniejszały promieniowanie  $K_{\downarrow}$  chmury piętra niskiego oraz chmury kłębiaste. Pozostałe rodzaje wpływały w mniejszym stopniu, a nawet nieznacznie zwiększając wartość strumienia  $K_{\downarrow}$  przez fakt silnego rozpraszania promieniowania (chmury przeświecające). Chmury piętra niskiego Ncl wpływały na wzrost natężenia promieniowania atmosfery. Zachmurzenie wpływało ujemnie na saldo  $Q^*$  poza okresem zimowym, kiedy było elementem zmieniającym strumień uchodzącego promieniowania długofalowego. W okresie lata 41% przypadków tego zjawiska mogło być związane z pomniejszeniem salda  $Q^*$ . Natomiast w okresie zimowym oraz dla niektórych dni wiosny i jesieni zmętnienie atmosfery powodowało wzrost salda  $Q^*$  przez ograniczenie wypromieniowania Ziemi.

Tab. 3. Macierz korelacji Pearsona ( $p < 0,05$ ) między dobowymi składnikami bilansu promieniowania a wielkością zachmurzenia. Oznaczenia w tekście

Table 3. Pearson correlation matrix ( $p < 0,05$ ) between 24-hour components of the radiation balance and the amount of cloudiness. Designations in the text

A/ **Wiosna**, miesiące / **Spring**, months  
III, IV, V 1999–2001

Zmienna Variable		Doba – Day	
		L*	Q*
Doba	N	<b>,73</b>	–,21
Daily time	Ncl	<b>,77</b>	–,22

B/ **Lato**, miesiące / **Summer**, months  
VI, VII, VIII 1999–2001

Zmienna Variable		Doba – Day	
		L*	Q*
Doba	N	<b>,66</b>	–,62
Daily time	Ncl	<b>,67</b>	–,64

C/ **Jesień**, miesiące / **Autumn**, months  
IX, X, XI 1999–2001

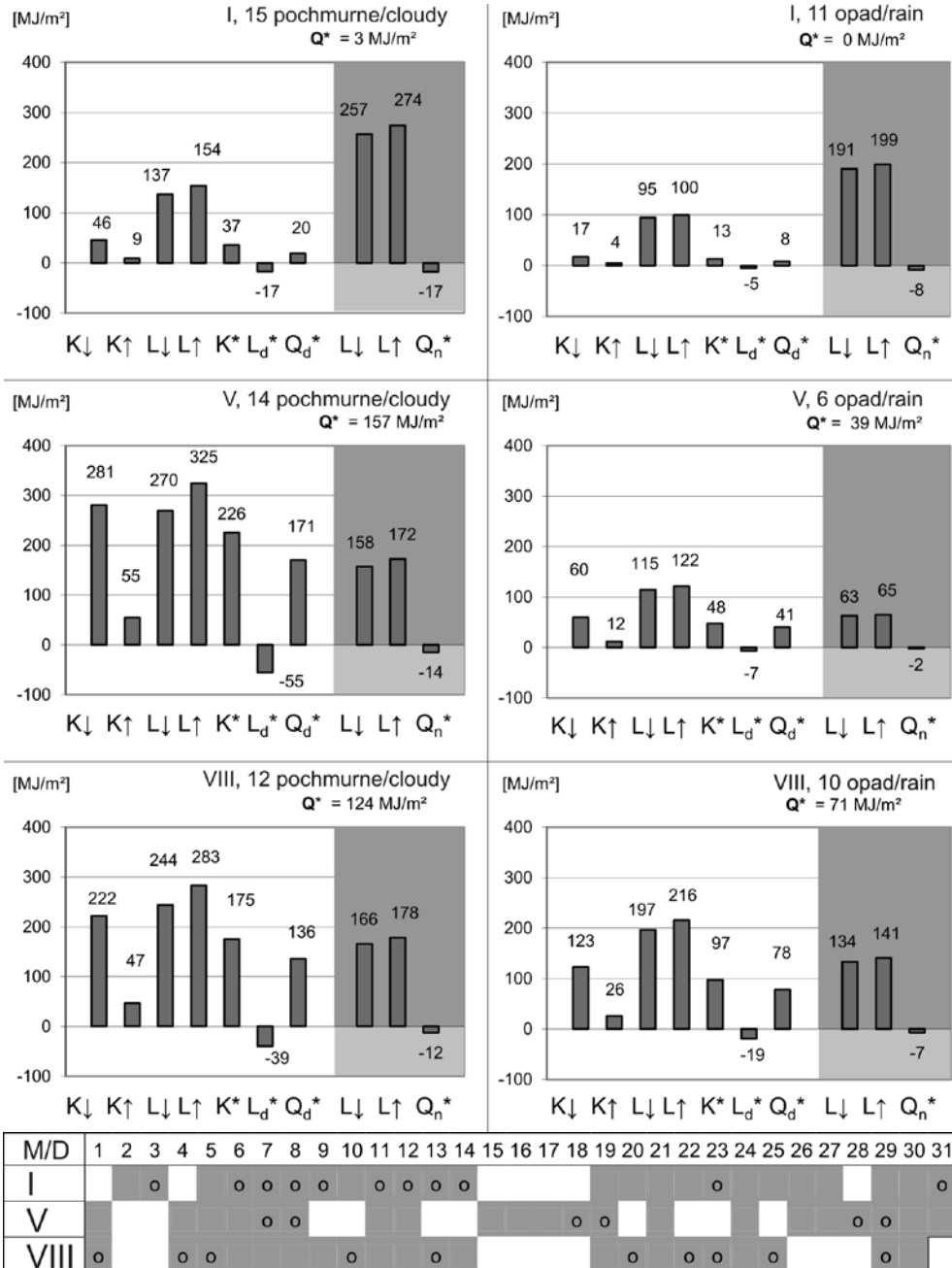
Zmienna Variable		Doba – Day	
		L*	Q*
Doba	N	<b>,73</b>	–,21
Daily time	Ncl	<b>,77</b>	–,22

C/ **Zima**, miesiące / **Winter**, months  
XII, I, II 1999–2001

Zmienna Variable		Doba – Day	
		L*	Q*
Doba	N	<b>,69</b>	–,20
Daily time	Ncl	<b>,69</b>	–,18

## STRUKTURA BILANSU PROMIENIOWANIA W DNIACH POCHMURNYCH ORAZ Z OPADEM

Ze względu na inną wagę czynników oddziałujących na saldo  $Q^*$  w czasie dni pochmurnych (159 dni w 2000, 190 dni w 2001) przeprowadzono analizę struktury bilansu promieniowania rozpatrując tylko dni pochmurne ( $N > 6$ ). Dni te charakteryzowały się brakiem dopływu promieniowania  $S$ , a strumień  $K_{\downarrow}$  był silnie zmniejszony (mimo silnego rozpraszania). Z tych dni wyróżniono osobno sytuacje z opadem, które mają mniejsze zróżnicowanie przebiegu strumieni promieniowania. Do analizy podzielono pochmurne dni na takie, gdy przez większą część dnia występował opad oraz na dni bez opadu. Następnie określono liczbę tych dni w miesiącu. Na diagramach zestawiono sumy miesięczne składników bilansu promieniowania (ryc. 5). Zestawienie ujawniło strukturę bilansu promieniowania w dniach pochmurnych, które były dominujące (po dniach pogodnych) w ciągu roku. Mimo braku promieniowania  $S$  sumy  $K_{\downarrow}$  były kilkakrotnie wyższe w dniach pochmurnych bez opadu niż w dniach z opadem. Zaznaczał się silny udział promieniowania  $D$ . Średnie dobowe strumienie promieniowania długofalowego były wyższe w dniach bez opadu niż w czasie opadu. Jednak saldo  $L^*$  było niższe w dniach pochmurnych w skutek silniejszego wypromieniowania powierzchni w dniach bez opadu. Podobnie kształtowały się strumienie i saldo promieniowania w godzinach nocnych. Saldo  $Q^*$  było znacznie wyższe w dniach pochmurnych bez opadu niż z opadem.



Ryc. 5. Struktura bilansu promieniowania dla wybranych pochmurnych dni z miesiący I, V, VIII w 2001 roku. Poniżej zestawiono dni pochmurne (szare pole) i z opadem – „o”

Fig. 5. The structure of the radiation balance for selected cloudy days in the following months I, V, VIII in 2001. Below are shown cloudy days (gray field) and with precipitation – „o”

## DYSKUSJA

Zachmurzenie jest ważnym czynnikiem procesów pogodowych i klimatycznych (Oke 1999, Matuszko 2009). Wpływa bezpośrednio na dopływ energii w czasie dnia i straty w czasie nocy (Barry, Chorley 1998). Reakcja zachmurzenia na zmieniający się klimat Ziemi jest jednym z największych niepewności w modelach klimatycznych (np. GCM). Określenie wrażliwości klimatycznej (ECS) i niepewności w wymuszaniu radiacyjnym jest związane ze zmianami zachmurzenia (Marvel i in. 2015; Shea i in. 2017). Omówione przykłady potwierdzają, iż przebieg dobowy składników bilansu promieniowania był nie tylko uzależniony od stopnia pokrycia nieba przez chmury ale również od typu zachmurzenia. Dlatego zmiany rodzaju zachmurzenia wpływały decydująco na wielkość salda promieniowania słonecznego (Matuszko 2012a). Przeprowadzone obserwacje wskazują, iż duży wpływ na strumień promieniowania miały chmury piętra średniego i niskiego. Ponadto, powłoka chmur powodowała duży wzrost strumienia  $L\downarrow$ , tylko chmury piętra wysokiego w małym stopniu wpływały na wzrost tego składnika bilansu promieniowania (Paszyński i in. 1999). Pogodne dni charakteryzowały się silną wymianą promieniowania między atmosferą a powierzchnią czynną. W te dni notowano duże wartości strumieni promieniowania co warunkuje kontrasty mikroklimatyczne w tym termiczne (Bokwa i in. 2008; Caputa 2009, 2016a; Caputa Wojkowski 2013). Natomiast nawet małe zachmurzenie zaciemnia, a czasem wręcz likwiduje lokalne różnice w bilansie promieniowania oraz różnice termiczne (Barley i in. 1999; Caputa 2002; Caputa, Partyka 2009).

Ze względu na przezroczystość atmosfery notowano niższe wartości strumienia  $K\downarrow$  w mieście niż poza terenami zurbanizowanymi około  $0,5 \text{ MJm}^{-2}$  (Caputa 2016b). Podobne rezultaty obserwowano w innych lokalizacjach (Niedźwiedź, Olecki 1994, 1995; Paszyński 1995; Oke 1999; Kejna i in. 2014; Niedźwiedź, Małarzewski 2016). Dla terenów wiejskich Ojcowskiego Parku Narodowego (OPN) wartości salda  $Q^*$  były mniejsze o 30% w czasie dni o zmiennym zachmurzeniu w stosunku do dni pogodnych (Caputa, Leśniok 2009).

Na wartości składników bilansu promieniowania istotny wpływ wywierało nie tylko zachmurzenie, ale również opad atmosferyczny zmniejszający wartość salda  $Q^*$ . Dlatego opad występujący w czasie dni pochmurnych pogarszał znacząco warunki insolacyjne (Petty 2001), a duża wilgotność oraz woda pochodząca z opadu modyfikowały wymianę ciepłą na powierzchni granicznej (Schmid i in., 1991). Biorąc pod uwagę wpływ atmosfery na przebieg strumieni długofalowych można stwierdzić, iż atmosfera w dniu pochmurnym mocno ograniczała wypromieniowanie Ziemi, gdy powietrze zawierało dużą ilość pary wodnej. Stosunkowo małą ilość emitowanego strumienia  $L\uparrow$  podłoża, atmosfera przyjmowała podczas nocy bezchmurnej (Paszyński 1995; Caputa 2002).

## WNIOSKI

1. Zachmurzenie tak w dzień jak i w nocy było czynnikiem kształtującym strukturę bilansu radiacyjnego ograniczając dopływ promieniowania krótkofalowego w ciągu dnia od 50% latem do 16% zimą w Regionie Katowickim.

2. Przeprowadzone analizy statystyczne wykazały silne powiązanie składników bilansu promieniowania z wielkością zachmurzenia. Strumień  $K\downarrow$  był dobrze skorelowany z dziennymi wartościami zachmurzenia  $N$  ( $r=0,72\pm 0,77$ ). Również strumień  $K\uparrow$  miał duży związek z zachmurzeniem ( $r=0,67\pm 0,72$ ). Wyjątek stanowił sezon zimowy, gdy pokrywa

śnieżna mocno odbijała promieniowanie pomniejszając w ten sposób rolę zachmurzenia. Nie wpływało to istotnie na związki salda  $K^*$  z zachmurzeniem i kształtowały się od  $r=0,68$  do  $0,72$  w ciągu roku.

3. Wartości współczynnika korelacji obliczone między wartościami salda  $Q^*$  i wielkością zachmurzenia wykazywały dużą zmienność. Przyjmowały wartości dodatnie dla sezonu zimowego i ujemne dla pozostałych okresów. Wyróżnił się sezon letni z dużymi wartościami współczynnika korelacji ( $r = 0,64$ ).

4. Na wartości składników bilansu promieniowania istotny wpływ wywierało nie tylko zachmurzenie, ale również opad atmosferyczny zmniejszający wartość salda  $Q^*$  od 50% w miesiącach letnich, 25% w miesiącach wiosennych i jesiennych, do 90% w zimowych w stosunku do dni pochmurnych, ale bez opadu.

## PIŚMIENICTWO

Bokwa A., Caputa Z., Durło G., Maciejowski W., Wojkowski J. 2008. *Meso- and microclimatic conditions in the southern part of the Cracow-Częstochowa Upland*. EJPAU, **11**(3), 03.

Caputa Z. 2001. *Pomiary bilansu promieniowania różnych powierzchni czynnych przy wykorzystaniu automatycznych stacji pomiarowych*. „Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska”, **55-56**, 11: 95–103.

Caputa Z. 2002. *Struktura bilansu promieniowania na wybranych powierzchniach czynnych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej*. Katedra Klimatologii, Uniwersytet Śląski. Sosnowiec, s. 190 (maszynopis).

Caputa Z. 2016a. *The impact of solar radiation on the temperature of the exposed rocks of the karst canyon (Kraków-Częstochowa Upland, Poland)*. „Bull. Geogr. Phys. Geogr. Ser.”, **10**: 1–15.

Caputa Z. 2016b. *The structure of the radiation balance on a sandy surface: case the Błędów desert, Silesian Upland*. „Ekologia (Bratislava)”, **35**, 2: 114–125.

Caputa Z. 2016c. *The net solar radiation in the southern part of Kraków-Częstochowa Upland in the period of 2008–2014*. „Acta Agrophysica”, **23**, 2: 147–161.

Caputa Z. 2016d. *Zróżnicowanie dopływu promieniowania słonecznego do południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w latach 2008–2014*. „Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne” **147**: 81–97.

Caputa Z., Leśniok M. 2009. *Struktura bilansu promieniowania na obszarach miejskich i wiejskich – system pomiarowy i wybrane wyniki pomiarów na wyżynie śląsko-krakowskiej*. „Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne”, **122**: 23–38.

Caputa Z., Partyka J. (red.). 2009. *Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego w różnych warunkach topoklimatycznych Wyżyny Krakowskiej na przykładzie Ojcowskiego Parku Narodowego*. „Prądnik. Prace Muz. Szafera”, **19**: 1–332.

Caputa Z., Wojkowski J. 2013. *Wpływ promieniowania słonecznego na temperaturę powietrza i gleby na Wyżynie Krakowskiej*. „Prądnik. Prace Muzeum Szafera”, **23**: 65–74.

Eastman R., Warren S.G. 2013. *A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt*. „Jour. Climate”, **26**:1286–1302.

Kejna M., Uscka-Kowalkowska J., Araźny A., Kunz M., Maszewski R., Przybylak R. 2014. *Spatial differentiation of global solar radiation in Toruń and its suburban area (central Poland) in 2012*. „Bulletin of Geography, Physical Geography Series”, **7**, 1: 27–56. DOI: 10.2478/bgeo-2014-0002.

Matuszko D. 2012a. *Influence of the extent and genera of cloud cover on solar radiation intensity*. "International Journal of Climatology", **32**: 2403–2414.

Matuszko D. 2012b. *Influence of cloudiness on sunshine duration*. „International Journal of Climatology”, **32**: 1527–1536.

Matuszko D. 2009. *Wpływ zachmurzenia na usłonecznienie i całkowite promieniowanie słoneczne (na przykładzie krakowskiej serii pomiarów)*. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego. Kraków 232 ss.

Matuszko D. Węglarczyk S. 2015. *Relationship between sunshine duration and air temperature and contemporary global warming*. "International Journal of Climatology", Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com), **35**: 3640–3653. DOI: 10.1002/joc.4238

Marvel K., Zelinka M., Klein S. A., Bonfils C., Caldwell P., Doutriaux C., Santer B. D., Taylor K. E. 2015. *External influences on modeled and observed cloud trends*. "J. Climate", **28**, 12: 4820–4840, doi:10.1175/JCLI-D-14-00734.1.

Niedźwiedź T. 1981. *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*. „Rozprawy Habilitacyjne UJ”, **58**: 1–165.

Niedźwiedź T., Olecki Z. 1994. *Wpływ sytuacji synoptycznych na zanieczyszczenie powietrza w Krakowie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Krakowa i ich skutki*, red. B. Obrębska-Starkłowa B. „Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne”, **96**: 55–68.

Niedźwiedź T., Olecki, Z. 1995. *The variability of air pollution in Cracow*, [w:] *Klimat i Bioklimat Miast*, red. K. Kłysik. Wydawnictwo UŁ, Łódź: 205–212.

Niedźwiedź T., Małarzewski Ł. 2016. *Klimat Sosnowca*, [w:] *Obraz miasta i jego dzieje*, Tom I, Część pierwsza: *Środowisko geograficzno-przyrodnicze. Rozwój przestrzenny*, red. A. Barciak, A. T. Jankowski. Muzeum w Sosnowcu. Sosnowiec, s. 74–85.

Norris J. R., Allen R. J., Evan A. T., Zelinka M. D., O'Dell Ch. W., Klein S. A. 2016. *Evidence for climate change in the satellite cloud record*. "Nature", **536**: 72–75 <http://dx.doi.org/10.1038/nature18273>.

Oke T. R. 1999. *Urban environments*. [w:] *The surface climates of Canada*, eds. W. G. Bailey, T. R. Oke & W. R. Rouse. McGill-Queen University Press: 303–327.

Paszyński J. 1995. *Influence of air pollution upon the radiation balance in urban and industrial areas*, [w:] *Climatology and air pollution*, Resume. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras, 13 al 27 agosto de 1995. Mendoza, Republica Argentina, s. 179–189.

Petty G. W. 2001. *Physical and microwave radiative properties of precipitating clouds*. "Journal of Applied Meteorology", **40**, 12: 2105–2114.

Roulet N. R., Munro S., Mortsch L., 1999. *Wetland*, [w:] *The surface climates of Canada*, eds W. G. Bailey, T. R. Oke, W. R. Rouse. McGill-Queen University Press: 149–171.

Schmid H. P., Cleugh A. H., Grimmond C. S. B., Oke T. R. 1991. *Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain*. "Boundary Layer Meteorology", **54**: 249–276.

Shea Y. L., Wielicki B. A., Sun-Mack S., Minnis P. 2017. *Quantifying the Dependence of Satellite Cloud Retrievals on Instrument Uncertainty*. "Journal of Climate", **38**: 6959–6976 <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0429.1>

## SUMMARY

On the basis of radiation measurements conducted at university station WNoZ Sosnowiec and observation of cloudiness at IMGW Katowice-Muchowiec station, the dependencies between the components of radiation balance and the amount of cloudiness for urbanized area were determined. The dependencies of individual radiation streams on the amount and type of cloudiness shown by a few daily courses. Cloudiness both during the day and during the night was the factor shaping the structure of radiation balance by limiting the radiation exposure during the day up to 50% in the summer and up to 16% in the winter in Katowice Region. On the basis of the series of measurements in 1999-2001 statistical analysis of how strong the relation between radiation and cloudiness is. In order to test the impact of the cloudiness level on the components of radiation balance, correlation matrix based on Pearson correlation coefficient was prepared. The conducted statistical analyses proved strong dependency between the components of radiation balance and the amount of cloudiness.  $K_{\downarrow}$  stream only appeared during the day and therefore was well correlated with daily value of cloudiness  $N$  ( $r=0,72 \div 0,77$ ).  $K_{\uparrow}$  stream was also strongly connected to cloudiness ( $r=0,67 \div 0,72$ ). The exception was the winter season when the layer of snow strongly reflected the radiation devaluating this way the role of cloudiness. This had no major impact on the relation of  $K^*$  balance with cloudiness and varied from  $r=0.68$  to  $0.72$  throughout a day. The values of the correlation coefficient calculated between the  $Q^*$  balance value and the amount of cloudiness showed large variability. They took positive values for winter season and negative for other seasons. The summer season was distinguished with large values of the correlation coefficient ( $r = 0.64$ ) between the daily balance in the full spectral range and the amount of cloudiness. Cloudiness had negative impact on  $Q^*$  balance besides winter season when it was the element changing the stream of long-wave radiation. During the summer 41% cases of this phenomenon might have been connected with decreasing the  $Q^*$  balance. On the other hand, in the winter period and for some days of spring and autumn atmospheric turbidity caused the increase in  $Q^*$  balance by limiting the Earth radiation. The value of the components of radiation balance were significantly influenced not only by the cloudiness but also precipitation which decreased the value of  $Q^*$  balance to 50% in the summer months, to 25% in the spring and autumn months and to 90% in the winter months compared to cloudy days but with no precipitation.