

**NIEPUBLIKOWANE AUTOREFERATY PRAC DOKTORSKICH
WYKONANYCH W ZAKŁADZIE KLIMATOLOGII**

**PIONOWE GRADIENTY TEMPERATURY POWIETRZA W SUDETACH
Autoreferat**

Andrzej Górka

Wpływ terenów górskich na pole temperatury powietrza zaznacza się przede wszystkim w pionowych gradientach temperatury. Problem ten był dotychczas traktowany ogólnie w literaturze klimatologicznej, zarówno krajowej jak i zagranicznej. Przyczyną tego jest niedostateczna liczba synchronicznych pomiarów na stacjach meteorologicznych i aerologicznych znajdujących się w dość dużej odległości.

Celem pracy jest określenie zmian dobowych i rocznych pionowych gradientów temperatury powietrza zależnie od sytuacji pogodowych na przykładzie Sudetów.

Zagadnienie rozwiązano wykorzystując codzienne wyniki pomiarów temperatury powietrza w okresie 5-letnim 1969-1973 na stacjach meteorologicznych: Śnieżka i Jelenia Góra oraz na stacji meteorologicznej we Wrocławiu.

Duże znaczenie dla poznania pola temperatury powietrza w górach ma porównanie przebiegu rocznego średnich gradientów hipsometrycznych i aerologicznych. O godz. 12.00 najwyższe wartości gradientów występują w okresie maj-wrzesień ($0,8-0,9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), a najniższe w styczniu ($0,1-0,3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Rola turbulencji dynamicznej ujawnia się szczególnie w chłodnej połowie roku, gdy gradienty hipsometryczne są znacznie wyższe od gradientów aerologicznych (o około $0,2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). W miesiącach letnich konwekcja prowadzi do wyrównania gradientów wzdłuż stoków Sudetów i w swobodnej atmosferze. W nocy na wiosnę i jesienią, pionowe gradienty temperatury powietrza są najwyższe ($0,4-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) gdy rośnie prędkość wiatru, a wraz z nią natężenie turbulencji dynamicznej. W zimie średnie gradienty temperatury powietrza są najniższe ($0,0-0,1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) wskutek przewagi procesów stabilizujących pionową wymianę powietrza.

Określono też zależność gradientów hipsometrycznych od aerologicznych wykorzystując w tym celu analizę regresji i korelacji.

Zależność gradientów hipsometrycznych (γ_h) od gradientów aerologicznych (γ_a) w okresie 1969-1973 określają równania prostych regresji:

	Godz. 12.00	<i>r</i>	<i>t</i>	<i>n</i>
X-III	$\gamma_h = 0,76\gamma_a + 0,24$	0,76	35,65	911
IV-IX	$\gamma_h = 0,48\gamma_a + 0,45$	0,54	19,36	915
I-XII	$\gamma_h = 0,69\gamma_a + 0,27$	0,78	5387	1026
	Godz. 24.00			
X-III	$\gamma_h = 0,95\gamma_a + 0,10$	0,78	37,47	911
IV-IX	$\gamma_h = 0,98\gamma_a + 0,01$	0,69	28,55	915
I-XII	$\gamma_h = 0,93\gamma_a + 0,07$	0,75	48,68	1026

gdzie: *r* – współczynnik korelacji; *t* – test Studenta; *n* – liczba obserwacji

Współczynniki regresji, korelacji i testy t-Studenta wskazują na duży związek między gradientami hipsometrycznym i aerologicznym. Otrzymane zależności między γ_h i γ_a są istotne na poziomie ufności 95%. Potwierdzają to też bliskie jedności współczynniki regresji równań, szczególnie z godzin nocnych, kiedy to pionowe gradienty hipsometryczne mają prawie takie same wartości jak gradienty aerologiczne.

Ważnym problemem jest także określenie zależności gradientów aerologicznych i hipsometrycznych temperatury powietrza od głównych typów cyrkulacji, kierunku adwekcji mas powietrza i podstawowych parametrów meteorologicznych (ciśnienie powietrza, prędkość wiatru, zachmurzenie, temperatura powietrza).

Średnie gradienty aerologiczne (γ_a) i hipsometryczne (γ_h) w powiązaniu z głównymi typami sytuacji barycznej przedstawia poniższe zestawienie:

	Godz. 12.00			
	Wyz		Niz	
	γ_a	γ_h	γ_a	γ_h
X-III	0,33	0,49	0,56	0,68
IV-IX	0,88	0,86	0,78	0,84
I-XII	0,60	0,68	0,67	0,76
	Godz. 24.00			
X-III	0,10	0,19	0,44	0,54
IV-IX	0,37	0,33	0,46	0,48
I-XII	0,22	0,26	0,45	0,51

Sytuacje antycyklonalne wywołują spadek pionowych gradientów termicznych, szczególnie w nocy w chłodnej części roku (0,1-0,2°C/100m). W cieplej zaś w południe, przegrzanie powierzchni czynnej prowadzi do wzrostu średnich gradientów (ok. 0,9°C/100m). W układach niżowych obserwuje się mniejsze zróżnicowanie gradientów między dniem a nocą (0,8-0,4°C/100m). W górach, wskutek intensywniejszej turbulencji dynamicznej, różnice między γ_a i γ_h są większe. Różnice między pionowymi gradientami w swobodnej atmosferze i wzdłuż stoku Sudetów są szczególnie duże przy napływie powietrza z kierunków W-SW-S-SE w sezonie chłodnym. Wtedy powietrze zmuszone jest do przekraczania Karkonoszy i po ich stronie odwietrznej wywołuje nasilenie turbulencji dynamicznej.

Łączny wpływ parametrów meteorologicznych, charakteryzujących stan atmosfery na kształtowanie się pionowych gradientów hipsometrycznych określony jest równaniami hiperpłaszczyzn regresji. Wskazują na to relatywnie wysokie wartości współczynników korelacji cząstkowej. Na ogół przyrostowi zachmurzenia odpowiada wzrost gradientów hipsometrycznych. Wyjątkiem jest półrocze ciepłe, gdy spadek zachmurzenia pociąga za sobą wzrost pionowych gradientów temperatury powietrza wywołujących intensywną konwekcję termiczną. Przyrostowi prędkości wiatru towarzyszy w ciągu całego roku nasilenie pionowej wymiany powietrza, które w górach – odmiennie niż w terenie równinnym – powoduje wzrost pionowych gradientów temperatury powietrza.

Wyniki pracy, wraz z wyznaczonymi równaniami prostych i hiperpłaszczyzn regresji, mają przede wszystkim znaczenie poznawcze. Otrzymane wzory aproksymujące pole temperatury powietrza w górach można także wykorzystać w prognozach klimatologicznych.

Andrzej Górka

The vertical air temperature gradients in Sudety Mountains

SUMMARY

The paper presents the calculation of the vertical air temperature gradients for the free atmosphere within the mountainous area of the southern part of Poland (separately for the Carpathians and the Sudety Mts.) and the northern slope of the Karkonosze Mts., the highest part of the Sudety Mts. The gradients were determined on the basis of the analysis of the aerological diagrams with the least squares technique and the method of differential quotient between the air temperature values noted at the neighbouring weather stations. The average annual gradient of air temperature – irrespective of the method applied and the spatial scale – was equal 0.5°C/100 m of altitude.

The gradients calculated feature the typical – for the moderate latitudes – annual course, with the lowest values in the cooler part of the year (0.4°C/100m), and the highest – in the months of the warmer half-year (0.6°C/100m). This is the result of the annual changes in the radiation balance: in the winter months the long-wave out-radiation from the active surface dominates, leading to the decrease of the gradient values, while in the summer months the heating of the earth's surface dominates, entailing the increase of the air temperature differences in the vertical profile of the boundary layer of the atmosphere.

Each of the methods of calculation of the vertical gradients of air temperatures gives the correct image of the directions and range of temperature changes corresponding to the increase of the altitude above the sea level. These methods, though, serve different purposes, since they define the properties of the thermal conditions existing in the free atmosphere (aerological gradients) and in the so-called mountain atmosphere. In the second case the geographical gradients define the features of the macroclimate, while the hypsometric ones – of the climate associated with the influence of the mesoforms of the surface relief. A comparison of the geographical or hypsometric gradients with the aerological ones gives the opportunity of developing the description of the influence exerted by the earth's surface on air temperature field observed in the free atmosphere.

WPLYW CZYNNIKÓW GEOGRAFICZNYCH NA KLIMAT IRAKU

Autoreferat

Badr Jaddoa Ahmed

Celem pracy jest określenie wpływu czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych w Iraku.

Zbadano zależność pól temperatury powietrza (średnia dobowa, maksymalna, minimalna, dobowa amplituda) i opadów atmosferycznych (suma miesięczna) od szerokości i długości geograficznej oraz wysokości nad poziomem morza.

Problem rozwiązano na podstawie wyników pomiarów wykonanych w dziesięcioleciu 1971-1980 na stacjach meteorologicznych Irackiej Organizacji Meteorologicznej.

Najistotniejsze cechy klimatu Iraku opisują roczne przebiegi podstawowych elementów meteorologicznych: usłonecznienie, promieniowanie całkowite, temperatura powietrza (T , T_{\max} , T_{\min} , A), ciśnienie pary wodnej, wilgotność względna, opad atmosferyczny, ciśnienie, prędkość wiatru, liczba dni pogodnych i pochmurnych, liczba dni z mgłą, liczba dni z opadem i burzą.

Średnie wartości elementów meteorologicznych w latach 1971-1980 są wynikiem kompleksowego wpływu czynników geograficznych na intensywność obiegu ciepła i pary wodnej oraz cyrkulacji atmosferycznej w okołozwrotnikowych szerokościach geograficznych.

Zakres rocznych zmian przeciętnego stanu atmosfery wynosi:

Zmienne meteorologiczne	Max	Min
Promieniowanie całkowite (KJ/cm ²)	96,0	36,9
Usłonecznienie (godz.)	361,4	180,4
Średnia temperatura powietrza (°C)	33,1	8,4
Temperatura maksymalna (°C)	41,4	13,7
Temperatura minimalna (°C)	24,8	2,9
Dobowa amplituda temperatury (°C)	17,5	10,7
Ciśnienie pary wodnej (hPa)	12,8	8,5
Wilgotność względna powietrza (%)	71	23
Opad atmosferyczny (min)	65,7	0,0
Ciśnienie atmosferyczne (hPa)	1020,0	996,0
Prędkość wiatru (m/s)	3,6	2,1

Dokonano próby oddzielenia zmian elementów meteorologicznych uwarunkowanych położeniem geograficznym (kątem padania promieni słonecznych i długością dnia, odległością od Oceanu Atlantyckiego i Morza Śródziemnego) od zmian wywołanych ukształtowaniem powierzchni Iraku. W tym celu pola zmiennych meteorologicznych opisano równaniami hiperpłaszczyzn regresji względem szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz wysokości nad poziomem morza (H). Na przykład w półroczu chłodnym i ciepłym mają one postać:

	Półrocze chłodne	R
T	$= -0,545\varphi + 0,265\lambda - 0,35H + 21,71$	0,97
T_{\max}	$= -0,796\varphi + 0,057\lambda - 0,54H + 46,08$	0,98
T_{\min}	$= -0,285\varphi + 0,490\lambda - 0,16H - 3,83$	0,87
A	$= -0,512\varphi - 0,443\lambda - 0,40H + 50,45$	0,85
	Półrocze ciepłe	
T	$= -0,214\varphi + 0,498\lambda - 0,38H + 15,39$	0,94
T_{\max}	$= -0,407\varphi + 0,190\lambda - 0,69H + 44,15$	0,96
T_{\min}	$= -0,064\varphi + 0,663\lambda - 0,24H - 5,37$	0,80
A	$= -0,343\varphi - 0,969\lambda - 0,45H + 49,40$	0,66

Miarami oddziaływania tych najważniejszych czynników geograficznych na klimat są składowe: południkowa, równoleżnikowa, hipsometryczna gradientu pola $\left[\frac{\partial y}{\partial \varphi}, \frac{\partial y}{\partial \lambda}, \frac{\partial y}{\partial H} \right]$,

czyli współczynniki regresji cząstkowej. Gradient pola temperatury powietrza wskazuje, iż w półroczu chłodnym temperatura spada ku północy Iraku o $0,5^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$, wzrasta w kierunku wschodnim o $0,3^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ i maleje o $0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

Zakres rocznych zmian gradientów południkowych ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\varphi$), równoleżnikowych ($^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$) i hipsometrycznych ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) temperatury powietrza wynosi:

	T	T_{\max}	T_{\min}	A
gradient południkowy	$-0,77 \div 0,19$	$1,01 \div 0,06$	$-0,54 \div 0,33$	$-0,65 \div -0,18$
gradient równoleżnikowy	$0,17 \div 0,51$	$-0,04 \div 0,30$	$0,38 \div 0,73$	$-0,56 \div -0,28$
gradient hipsometryczny	$-0,52 \div -0,25$	$-0,77 \div -0,36$	$-0,34 \div 0,02$	$-0,61 \div -0,22$

W ten sposób wyznaczone gradienty horyzontalne $\left[\frac{\partial y}{\partial \varphi}, \frac{\partial y}{\partial \lambda} \right]$ o składowych południkowej i równoleżnikowej wskazują zmiany danego elementu wyrażone na $1^\circ \varphi$, $1^\circ \lambda$ na poziomie morza. Wyeliminowanie wpływu wysokości terenu na klimat pozwoliło określić strefowość pól zmiennych meteorologicznych i określić zakres oddziaływania Oceanu Atlantyckiego i Morza Śródziemnego.

Pola zmiennych meteorologicznych są najbardziej deformowane przez ukształtowanie powierzchni – wysokość nad poziomem morza. Miarą tej deformacji są gradienty hipsometryczne. Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza obserwuje się spadek temperatury powietrza:

średnia dobowa (T)	– o $0,2 \div 0,5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$,
temperatura maksymalna (T_{max})	– o $0,4 \div 0,8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$,
temperatura minimalna (T_{min})	– o $0,0 \div 0,3^\circ\text{C}/100 \text{ m}$,
dobowa amplituda (A)	– o $0,2 \div 0,6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$.

Największy spadek na 100 m wykazuje temperatura maksymalna w czerwcu ($0,8^\circ\text{C}$), średnia dobowa ($0,5^\circ\text{C}$) w okresie wiosenno-letnim (marzec-lipiec) temperatura minimalna ($0,3^\circ\text{C}$) w miesiącach styczeń-czerwiec, a dobowa amplituda ($0,6^\circ\text{C}$) w miesiącach jesiennych (wrzesień-listopad).

Należy zauważyć, iż przeciętny gradient hipsometryczny temperatury powietrza na obszarze Iraku w niektórych miesiącach jest zbliżony do gradientu suchoadiabatycznego ($-1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Ponadto gradienty hipsometryczne mają dużą amplitudę roczną, istotną na poziomie 5%.

Nieco inny sens statystyczny mają gradienty: południkowe, równoleżnikowe i hipsometryczne określone przez równania prostych regresji. Opisują one obserwowane przyrosty zmiennych meteorologicznych na jeden stopień szerokości (φ) i długości geograficznej (λ) oraz na 100 m wysokości. Nie uwzględniają one jednak współzależności między wysokością nad poziomem morza i położeniem geograficznym.

Natomiast gradient horyzontalny pola – wektor według równania hiperpłaszczyzny regresji – wskazuje kierunek wzrostu zmiennej meteorologicznej po wyeliminowaniu wpływu wysokości nad poziomem morza. W przypadku pola temperatury powietrza jest to gradient horyzontalny zredukowany do poziomu morza.

Różnice między gradientami wyznaczonymi wg równań prostych i hiperpłaszczyzn regresji można przyjąć jako miarę deformacji pól zmiennych meteorologicznych przez rzeźbę terenu.

Ten sam rząd wielkości mają geograficzne gradienty temperatury powietrza w Polsce określone równaniami hiperpłaszczyzn regresji na podstawie danych z dziesięciolecia 1971-1980.

Wskaźnikiem oddziaływania lokalnych czynników geograficznych, takich jak formy terenu, czy zbiorniki wodne, są różnice między wartościami zmierzonymi i obliczonymi z równań hiperpłaszczyzn regresji. Różnice ujemne w kotlinach śródgórskich spowodowane są częstymi inwersjami temperatury powietrza.

Znamienna jest również zmiana znaku w ciągu roku, z dodatniego zimą na ujemny latem w otoczeniu zbiorników wodnych.

Dokładność aproksymacji pól temperatury i opadów równaniami hiperpłaszczyzn regresji jest duża, według testu Fishera-Snedecora wszystkie współczynniki korelacji wielokrotnej są istotne na poziomie ufności 95%. Na podstawie testu T_j – Studenta we wszystkich miesiącach gradienty hipsometryczne (współczynniki korelacji cząstkowej względem H) są istotne na poziomach ufności 95% lub 90%. Stąd wniosek, że w populacji generalnej istnieje duża zależność pól zmiennych meteorologicznych od wysokości nad poziomem morza.

W uzupełnieniu trzeba zwrócić uwagę na to, że gradienty równoleżnikowe i , w niektórych miesiącach, południkowe są stosunkowo małe, nieistotne na poziomie ufności 95% lub 90%. Hipotetyczne hiperpłaszczyzny regresji (w populacji) zawierają się w przedziałach ufności $y(\varphi, \lambda, H) \pm 3\delta$ (δ – błąd standardowy), z prawdopodobieństwem 9,9%.

Określenie zakresu oddziaływania najważniejszych czynników geograficznych na pola zmiennych meteorologicznych ma istotne znaczenie w modelowaniu przestrzenno-czasowych zmian klimatu w szerokościach okołozwrotnikowych.

Ahmed Badr Jadoa

The influence of geographic factors on the climate of Iraq

SUMMARY

The paper, having a methodological-cognitive character, proposes the empirical formulae for the spatial distribution of both air temperature (T , T_{\max} , T_{\min} , A) and precipitation over the area of Iraq, along with their dependence upon the geographical co-ordinates and the altitude above the sea level.

The most important results presented include the equations of regression lines and hyperplanes expressing the dependence of the meteorological elements (air temperature and precipitation) upon the latitude (φ) and longitude (λ), and the altitude above the sea level (H).

Before the consideration of the primary subject of the paper an analysis was presented of the periodical changes in air temperature and precipitation over the period 1941-1980 at the selected weather stations.

Air temperature is characterised by a much smaller year-to-year variability in comparison with precipitation. Thus, for instance, in Baghdad, the range of fluctuations of the average air temperature over the entire period of four decades is 2.8°C (between 24.2°C in 1960 and 21.4°C in 1974 and 1976). On the other hand, the range variability of annual precipitation sums is at 252 mm (between 324 mm in 1953 and 72 mm in 1952).

The research cycle closes with the comparison of the geographical gradients of the meteorological variables in the tropical latitudes (Iraq) and in the moderate ones (Poland). According to the equations of the regression hyperplane the values of air temperature in the two countries display a decrease as the latitude increases. Exceptions are observed in July and August, when in Iraq the values of temperature gradients with respect to the latitude are positive.

The values of temperature gradients with respect to the longitude during the year are positive, with the temperature increasing in Poland towards the East only between April and August (inclusive), and a decrease in this direction observed in the remaining months.

Both in Poland and in Iraq air temperature displays a decrease with the increase of altitude above the sea level, irrespective of the season of the year. Between March and December the decrease is bigger in Poland than in Iraq.

In case of precipitation the values of gradients in Iraq suggest their increase along with the increase of the latitude in all the raining months. Such a situation takes place only in August and then between October and December. During the remaining months the decrease of the precipitation sums towards the North is observed.

During the entire raining season the sums of precipitation in Iraq increase in the eastern direction. The tendency in Poland quite opposite, except for the period between June and August, and in October.

The hypsometric gradients of the annual sums of precipitation are positive both in Iraq and in Poland during the whole year, though in Iraq the biggest increase of precipitation with altitude takes place in the Spring, while in Poland – in the Summer.

DLUGOOKRESOWE ZMIANY OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH W POLSCE**Autoreferat***Anna Michalska***Cel pracy**

Celem pracy jest określenie cyklicznych zmian opadów atmosferycznych w Polsce. Jest nim też wykazanie synchroniczności i korelacji cykli opadów, cyrkulacji atmosferycznej i aktywności Słońca, a także sporządzenie prognozy tendencji sum opadów po rok 2050.

Analizę statystyczną przeprowadzono na podstawie sześciu 130-letnich ciągów chronologicznych miesięcznych sum opadów atmosferycznych zmierzonych w latach 1861-1990 w miejscowościach reprezentujących różne jednostki fizycznogeograficzne (Koszalin, Bydgoszcz, Poznań, Warszawa, Wrocław, Kraków).

W pracy wykorzystano również ciągi czasowe liczb Wolfa z lat 1861-1990, cyrkulacji strefowej (makrotyp W według klasyfikacji Wangenheima-Girsa, 1891-1976), cyrkulacji cyklonalnej (A, CB, D, B, F według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein, 1901-1975). Istotne znaczenie poznawcze ma wyodrębnienie ciągów chronologicznych sezonowych, półrocznych i rocznych wartości badanych zmiennych.

Metody badań

Okresy opadów atmosferycznych, typów cyrkulacji i liczb Wolfa wyznaczono metodą sinusoid regresji J. Boryczki:

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

gdzie: Θ – okres, b – amplituda, c – faza.

Zmieniając okres sinusoidy z odstępem 0,1 roku (lub $\frac{1}{12}$) otrzymano ciągi współczynników korelacji wielokrotnej, amplitud i faz. Okresy zestawione w tabelach, to maksima lokalne współczynnika korelacji (minima wariancji resztkowej). Ciągi amplitud (widma oscylacji) charakteryzują zakres wahań badanej zmiennej w poszczególnych cyklach.

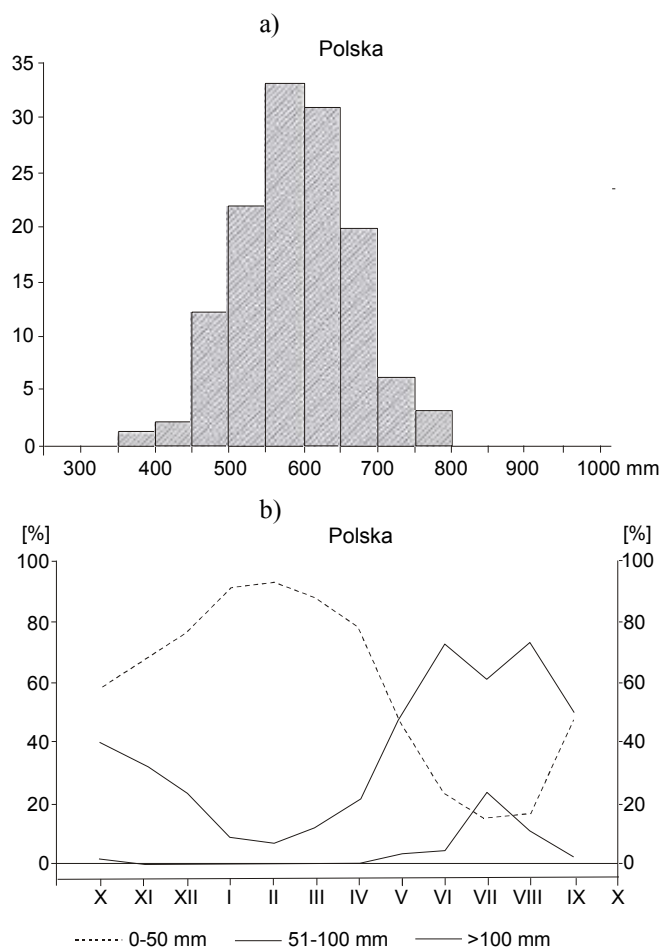
W badaniach tendencji i zależności korelacyjnej sum opadów od częstości typów cyrkulacji i od aktywności Słońca zastosowano również analizę regresji.

Uzyskane wyniki

1. Najpierw scharakteryzowano badane ciągi chronologiczne opadów na obszarze Polski wskazując na różnice średnich sum, histogramów i dystrybuant empirycznych (rys. 1). Przyjmując kryterium $\bar{P} \pm \sigma$, $\bar{P} \pm 2\sigma$ zdefiniowano lata suche, wilgotne oraz skrajnie suche i skrajnie wilgotne (\bar{P} – średnia suma, σ – odchylenie standardowe). Prawdopodobieństwa empiryczne poszczególnych typów lat zmieniają się na terenie Polski w przedziałach:

$$P \leq \bar{P} - \sigma \text{ (suche): } 10,8-16,2\%; \quad P \leq \bar{P} + \sigma \text{ (wilgotne): } 2,2-14,6\%$$

$$P \leq \bar{P} - 2\sigma \text{ (skrajnie suche): } 0-2,3\%; \quad P \geq \bar{P} + 2\sigma \text{ (skrajnie wilgotne): } 2,3-4,6\%$$



Rys. 1. Częstość rocznych i miesięcznych sum opadów atmosferycznych (a) oraz częstość miesięcznych sum opadów atmosferycznych (b) w Polsce (średnia z 6 miejscowości)
Frequency of year and month sums of precipitation (a), and month sums of precipitation (b) in Poland (averages, 6 localities)

W Polsce (średnie z sześciu miejscowości) prawdopodobieństwo występowania skrajnie małej sumy rocznej opadów ≤ 447 mm i skrajnie dużej ≥ 738 mm nie przekracza 3%.

2. W ciągach czasowych konsekwentnych 12-miesięcznych sum opadów atmosferycznych występują następujące okresy (o największych współczynnikach korelacji i amplitudach $\Delta P = P_{\max} - P_{\min} = 2b$):

Miejscowości	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP	Θ	ΔP
Koszalin	3,3	73,1	7,0	69,4	11,1	71,2	41,2	44,8	93,6	70,4
Bydgoszcz	3,6	72,0	6,0	62,0	11,4	58,2	32,1	43,4	57,7	33,0
Poznań	3,7	61,8	6,8	55,8	9,9	76,8	35,1	32,4	54,3	51,2
Warszawa	3,7	58,8	6,0	72,6	11,3	51,0	32,0	62,8	112,0	38,6
Wrocław	3,3	62,2	5,0	83,8	9,8	74,4	29,1	45,6	92,2	55,2
Kraków	3,7	70,0	6,3	38,0	10,1	35,4	30,0	90,0	60,9	95,2

Są one istotne statystycznie na poziomie istotności 0,05 według testu Fishera-Snedocora – o 2 i n – 3 stopniach swobody. Najkrótszy okres i amplituda (ΔP) są zróżnicowane na terenie Polski i w poszczególnych porach roku zawierają się w przedziałach:

	okres	amplituda ΔP
wiosna	3,5 - 3,9	21,6 - 27,2 mm
lato	3,4 - 5,0	26,2 - 54,8 mm
jesień	3,4 - 5,3	21,8 - 41,4 mm
zima	4,0 - 5,0	17,8 - 31,0 mm

Okres ten dominuje we wszystkich widmach i korelogramach sum opadów atmosferycznych. Okresowość 3,5-letnią znaleziono wcześniej w przebiegu opadów atmosferycznych (Brazdil i Kożuchowski, 1986), zachmurzenia w Krakowie (Morawska-Horawska, 1985), odpływów Wisły (Jokiel, Kożuchowski, 1989), cyrkulacji na poziomie 500 hPa nad Polską i Bałtykiem (Kożuchowski, Stolarczuk, Wibig, 1994) oraz zmian zasięgu zlodowacenia Bałtyku (Kożuchowski, 1994). Jej obecność w ciągach czasowych sezonowych sum opadów sugeruje, iż wywołany jest ona przez czynniki zewnętrzne.

W przebiegu czasowym sezonowych sum opadów atmosferycznych występuje okresowość około 11-letnia o dość dużych amplitudach względnych, odniesionych do średnich sum wiosny, lata, jesieni i zimy. Oto okresy i amplitudy względne $(P_{\max} - P_{\min}) \cdot P^{-1}$ wyrażone w %:

Miejscowości	wiosna		lato		jesień		zima		rok	
	Θ	%	Θ	%	Θ	%	Θ	%	Θ	%
Koszalin	11,9	16,6	9,9	9,7	11,1	22,8	10,1	17,6	11,1	10,6
Bydgoszcz	10,9	22,4	11,3	17,7	12,2	23,9	10,0	24,7	11,6	12,4
Poznań	10,5	21,0	9,9	23,4	10,7	19,3	10,0	24,7	10,7	15,2
Warszawa	12,0	23,7	11,2	13,8	10,2	10,6	10,1	25,9	11,3	9,5
Wrocław	10,2	27,4	9,7	16,7	9,9	13,2	9,9	17,4	9,8	13,9
Kraków	10,2	18,7	10,3	12,9	10,9	17,1	9,8	12,3	9,8	5,4

Zakres zmienności sezonowych sum opadów atmosferycznych - w odniesieniu do średnich wartości $\Delta P \cdot P^{-1}$, w okresach około 11-letnich jest duży, w zimie jest na ogół większy niż w lecie, przekracza 25%. Sumy roczne opadów w okresach 9,8-11,6-letnich cechują się znacznie mniejszymi amplitudami względnymi 5,4-15,2%, mimo że amplitudy $P_{\max} - P_{\min} = 2b$ wynoszą: Koszalin – 75 mm, Bydgoszcz – 65,2 mm, Poznań – 77 mm, Warszawa – 53,2 mm, Wrocław – 80,2 mm, Kraków – 36,4 mm. We wszystkich badanych miejscowościach w porach roku i roku amplitudy w okresach około 11-letnich stanowią 5,4-27,4% sum opadów.

Opady atmosferyczne w Polsce w latach 1861-1990 wyróżniają się okresowością 28,5- 43,5-letnią:

Miejscowości	wiosna		lato		jesień		zima		rok	
	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R	Θ	R
Koszalin	34,7	0,24	34,9	0,16	31,6	0,13	31,4	0,20	40,9	0,13
Bydgoszcz	33,5	0,32	32,4	0,19	31,9	0,18	43,3	0,26	32,2	0,17
Poznań	34,9	0,22	32,9	0,12	42,9	0,24	–	–	35,1	0,11
Warszawa	34,7	0,26	30,0	0,11	32,8	0,23	–	–	32,1	0,24
Wrocław	33,1	0,20	29,6	0,18	43,5	0,30	40,0	0,13	29,3	0,16
Kraków	28,5	0,18	31,2	0,25	29,6	0,13	–	–	30,1	0,30

Okres około 30-letni występuje prawie we wszystkich ciągach sezonowych sum opadów na terenie Polski (w 21 seriach spośród 24 badanych) – z wyjątkiem zimowych opadów w niektórych miejscowościach (Poznań, Warszawa, Kraków).

Występuje też dłuższa okresowość opadów atmosferycznych 59,2-62,5 letnia w porze wiosennej i letniej o amplitudach 7,1-66 mm.

W kilku przypadkach stwierdzono również okresy okołowiekowe opadów: Koszalin (wiosna – 109 lat, lato – 105 lat), Warszawa (jesień – 92,5 lat), Wrocław (jesień – 93,8 lat).

Opady atmosferyczne w latach 1861–1990 cechują się na ogół małą nieistotną tendencją. Tylko w kilku przypadkach jest ona znacząca: Koszalin (jesień) – 19,9 mm/100 lat, Bydgoszcz (lato) – 18,3 mm/100 lat, Wrocław (lato) – 23,9 mm/100 lat. Należy zaznaczyć, że w badanym przedziale czasu (1861-1990) znajduje się prawie taka sama liczba minimów i maksimów „najsilniejszych” cykli opadów (także cykli około 30-letnich o dużych amplitudach).

3. W pracy wykazano, że cykle opadów atmosferycznych i cykle makrotypów cyrkulacji strefowej (według Wagenheima-Girsa) oraz cyklonalnych typów cyrkulacji (według Osuchowskiej-Klein A, CB, D, B, F) są synchroniczne. Oto najistotniejsze okresy cyrkulacji atmosferycznej:

Makrotyp W		Typy cyklonalne	
\varnothing	R	\varnothing	R
3,2	0,12	3,4	0,24
3,9	0,13	4,3	0,28
5,8	0,20	5,3	0,20
9,5	0,21	8,5	0,27
11,8	0,14	10,2	0,21
30,5	0,36	12,9	0,25
60,2	0,19	69,3	0,22

Najsilniejszy cykl 4,3-letni ($R = 0,280$) cyklonalnych typów cyrkulacji kształtuje krótkookresową zmienność 3,3-4,3 letnią opadów na terenie Polski. Podobnie okresy rocznych sum opadów: Koszalin – 11,1 lat, Bydgoszcz – 11,6 lat, Poznań – 10,7 lat, Warszawa – 11,1 lat, Wrocław – 9,8 lat, Kraków – 9,9 lat są kształtowane przez cykle 9,5 lat i 11,8 lat makrotypu W cyrkulacji.

Szczególne znaczenie ma „najsilniejszy” cykl 30,5-letni tego makrotypu cyrkulacji atmosferycznej o współczynniku korelacji $R = 0,360$. Wspiera on tezę Brücknera (negowaną przez wielu autorów) o 35-letnim rytmie opadów: w Koszalinie – 40,9 lat, Bydgoszczy – 32,2 lat, Poznaniu – 35,1 lat, Warszawie – 32,1 lat, Wrocławiu – 29,3 lat i w Krakowie – 30,1 lat.

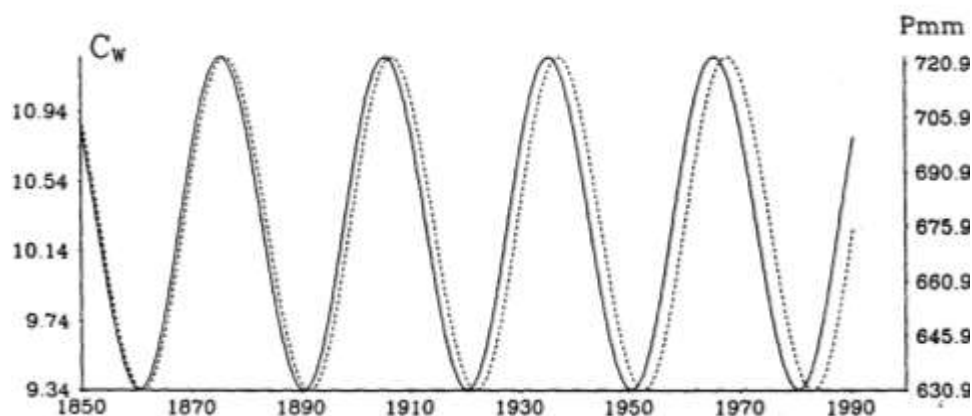
Z porównania lat ekstremów (maksimów i minimów) konsekwentnych 12-miesięcznych sum opadów, np. w Krakowie cyklu 30,1 lat z latami ekstremów cyklu 30,5 lat makrotypu W cyrkulacji wynika, że cykle te są synchroniczne (rys. 2).

Oto daty maksimów sum opadów w cyklu 30-letnim i maksimów liczby dni z makrotypem W cyrkulacji:

opady atmosferyczne: 1875, 1905, 1935, 1965, 1995, 2025,

makrotyp W cyrkulacji: 1875, 1905, 1936, 1966, 1997, 2027.

Sumy roczne (konsekwentne) opadów atmosferycznych podczas maksimów w Krakowie wynoszą 712,9 mm, a w latach minimów – 621,1 mm.



Rys. 2. Synchroniczne cykle cyrkulacji strefowej (makrotyp W) – 30,5 lat i opadów atmosferycznych w Krakowie (1861-1990) – 30,1 lat
Synchronicity of the cycles of western zonal circulation (W) – 30.5 years, and precipitation in Cracow (1861-1990) – 30.1 years

$$C_w = 10,30 + 0,96 \sin\left(\frac{2\pi}{30,5}t - 1,548\right), \quad R = 0,36$$

$$P = 667 + 45,9 \sin\left(\frac{2\pi}{30,1}t - 1,640\right), \quad R = 0,30$$

4. Zmiany stałej słonecznej w cyklu około 11-letnim plam słonecznych o 2,5% (według wzoru empirycznego Kondratiewa i Nikolskiego, 1970) wywołują okresowość ogólnej cyrkulacji powietrza na Ziemi, a także nad Europą (makrotyp W – 9,5 i 11,8 lat) i nad Polską (typy cyklonalne 8,5; 10,2; 12,91at).

Maksymalne opady atmosferyczne w cyklach około 11-letnich przypadają w latach:

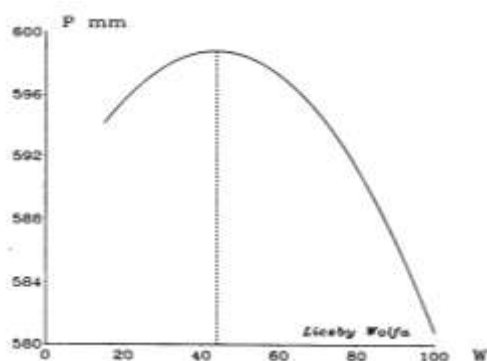
Koszalin	– 11,1 lat	1935, 1946, 1957,
Bydgoszcz	– 11,4 lat	1935, 1947, 1958,
Poznań	– 9,91at	1937, 1947, 1957,
Warszawa	– 11,3 lat	1936, 1946, 1957,
Wrocław	– 9,8 lat	1936, 1946, 1956,
Kraków	– 10,1 lat	1936, 1947, 1956.

Według katalogu liczb Wolfa maksymalna liczba plam słonecznych wystąpiła w latach: 1937 (114,4), 1947 (151,6), **1957 (189,9)** (maksimum absolutne od roku 1700).

O wpływie aktywności Słońca na opady atmosferyczne świadczy również wielomian regresji drugiego stopnia, wyrażający zależność korelacyjną konsekwentnych 10-letnich- sum opadów w Polsce (średnia z sześciu miejscowości: Koszalin, Bydgoszcz, Poznań, Warszawa, Wrocław, Kraków) od konsekwentnych 10-letnich liczb Wolfa (rys. 3):

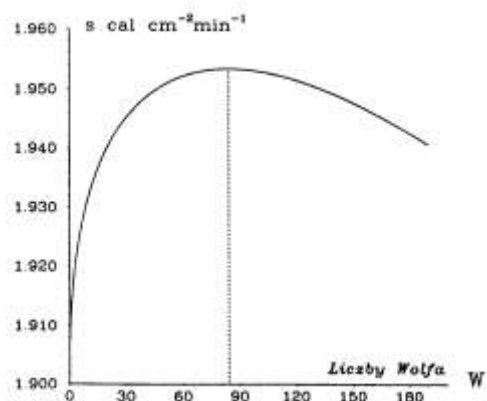
$$P = 588,0 + 0,4951W - 0,005671W^2$$

cechujący się charakterystyką Fishera-Snedecora $F_{obl.} = 2,91$. Wykresem jego jest parabola o maksimum w punkcie $W_{max} = 43,8$ (co stanowi 43,8% szerokości przedziału 0-100 wartości konsekwentnych 10-letnich).



Rys. 3. Zależność średnich konsekwentnych 10-letnich sum opadów atmosferycznych z obszaru Polski (Koszalin, Bydgoszcz, Poznań, Warszawa, Wrocław, Kraków) od liczb Wolfa w latach 1861-1990
Dependence of consecutive 10 years sums of precipitation in Poland on the Wolf numbers in the years 1861-1990

Skądinąd wiadomo, że stała słoneczna w cyklu 11-letnim aktywności Słońca osiąga największą wartość przy liczbach Wolfa $W = 84$ co stanowi 44,2% szerokości przedziału 0-189,9, po czym maleje (rys. 4).



Rys. 4. Zależność stałej słonecznej od liczb Wolfa w cyklu 11-letnim według wzoru empirycznego Kondratiewa i Nikolskiego: $s = 1,903 + 0,011W^{-0,5} - 0,0006W$
Dependence of the solar constant on the Wolf numbers according to the empirical formula of K. Y. Kondratiev and G.A Nikolskii, $s = 1.903+0.011W^{-0.5}-0.0006W$

Zmiana znaku pochodnej średnich sum opadów w Polsce (z dodatniego na ujemny) w pobliżu maksimum stałej słonecznej wyjaśnia przesunięcia ekstremów opadów względem ekstremów aktywności Słońca w cyklu 11-letnim o 1-2 lata, co stwierdzono we wcześniejszych publikacjach, np. Kaczorowska (1962).

Synchroniczność cykli, głównie około 11-letnich i 30-letnich: opadów atmosferycznych, cyrkulacji strefowej (makrotypu W) i aktywności Słońca oraz podobna zależność sum opadów (konsekwentnych 10-letnich) od liczb Wolfa – jak stałej słonecznej – implikują tezę

o znacznym wpływie aktywności Słońca na opady atmosferyczne w Polsce w latach 1861-1990 (poprzez zmianę stałej słonecznej i cyrkulacji atmosferycznej).

5. Wykryte okresy umożliwiły rekonstrukcję rocznych sum opadów atmosferycznych z lat 1800-1859 i ich prognozę w latach 1991-2050 w: Koszalinie, Bydgoszczy, Poznaniu, Warszawie, Wrocławiu i Krakowie oraz średnich sum z tych miejscowości. W tym celu wyznaczono trendy czasowe opadów – superpozycje cykli ($P = a_0 + \sum \text{bsin}(\omega t + c)$, gdzie $\omega = 2\pi/\Theta$ – częstości), istotnych statystycznie na poziomie istotności 0,05.

Funkcje aproksymujące cechują się współczynnikami korelacji wielokrotnej od 0,60 do 0,66 i wartościami charakterystyki Fishera-Snedecora od 2,77 do 4,20. Ich minima i maksima lokalne przypadają na lata najmniejszych i największych zmierzonych sum opadów.

Według prognoz, najmniejsze sumy opadów (średnie w Polsce) wystąpią prawdopodobnie w latach 2001-2011 (500-557 mm); suche też będą lata 2018-2026. Natomiast w latach 2034-2039 można oczekiwać największych sum opadów atmosferycznych, w roku 2035 o ponad 300 mm wyższą niż średnia wieloletnia.

W prognozach przyjęto założenie, że ekstrema wyznaczonych cykli opadów będą się nadal powtarzać w latach 1991-2050, podobnie jak w latach 1861-1990. Uzasadnieniem tego założenia jest zbliżona okresowość opadów, cyrkulacji strefowej i aktywności Słońca, także w przypadku okresu najdłuższego, około 100-letniego. Należy podkreślić, że analogiczne okresy 11-letnie plam słonecznych powtórzyły się po upływie 178,9 lat (od 1700 roku), tak jak powtarzają się co 178,9 lat odległości środka masy Układu Słonecznego od Słońca. Maksimum absolutne aktywności Słońca w roku 1957 odpowiada najwyższemu maksimum plam słonecznych w roku 1778 (Reznikow, 1982).

Wnioski

Przedstawione wyniki stanowią postęp w zakresie badań okresowych zmian sum opadów atmosferycznych, zwłaszcza w porach roku i półroczach. Stwierdzono, że głównymi cyklami sezonowych sum opadów są: 3,5; 11 i 30-letni, które są uwarunkowane takimi samymi cyklami cyrkulacji strefowej i cyklonalnej oraz cyklami aktywności Słońca

Dotychczas uważano, że np. 11-letni cykl sum rocznych opadów o bardzo małym zakresie wahań, poniżej 5% sumy rocznej, mieści się w granicach dokładności pomiarów.

Celowe było wyodrębnienie sezonów: sum wiosennych, letnich, jesiennych i zimowych, gdyż cechują się one znacznie większymi okresowymi wahaniami niż sumy roczne opadów.

Uwiarygodnieniem wyznaczonych okresów jest ich obecność w ciągach czasowych sum opadów w kilku miejscowościach zlokalizowanych w różnych jednostkach fizycznogeograficznych.

Wykryte okresy umożliwiły rekonstrukcję rocznych sum opadów atmosferycznych w latach 1800-1859 i prognozę na lata 1991-2050. Według prognozy najmniejsze sumy opadów w Polsce wystąpią prawdopodobnie w latach 2001-2011. Natomiast w latach 2034-2039 można oczekiwać największych sum opadów atmosferycznych.